

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO  
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LAS SEQUÍAS EN EL  
PERÚ Y EL PELIGRO ASOCIADO AL FENÓMENO DEL NIÑO”**

**Presentada por:**

**FIGORELLA VEGA JÁCOME**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGISTER SCIENTIAE  
EN RECURSOS HÍDRICOS**

**Lima - Perú**

**2018**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO  
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**

**“VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LAS SEQUÍAS EN EL  
PERÚ Y EL PELIGRO ASOCIADO AL FENÓMENO DEL NIÑO”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE  
MAGISTER SCIENTIAE**

**Presentada por:**

**FIGORELLA VEGA JÁCOME**

**Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:**

PhD. Eduardo Chavarri Velarde  
**PRESIDENTE**

Dr. Waldo Lavado Casimiro  
**PATROCINADOR**

Dr. Jhan Carlo Espinoza Villar  
**MIEMBRO**

Dr. Wilson Suarez Alayza  
**MIEMBRO**

## **DEDICATORIA**

*A Dios, por guiar mi camino siempre en la dirección correcta y en el momento justo, pues él bendice cada paso que doy.*

*A mis padres y hermana, por ser el inicio de esta aventura llamada vida y por toda su dedicación, paciencia y enseñanza desde mis primeros años de vida.*

*A mi hermoso hijo Arnold Valentín quien me ha enseñado a ser valiente y fue mi motivación e inspiración para culminar con la tesis*

*A mi compañero de vida Carlos Fernández por su ayuda incondicional, su motivación y todo su amor.*

## AGRADECIMIENTOS

*Este trabajo de investigación es un esfuerzo de varios años y en el que han participado muchas personas con sus enseñanzas, apoyo moral y motivación. Por ello, quiero expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que han colaborado en la realización de la presente tesis.*

*A los docentes de la maestría que han compartido sus conocimientos conmigo y que me han motivado a seguir aprendiendo algo nuevo cada día. En especial al Dr. Waldo Lavado, quien me ha dado la oportunidad de culminar con este trabajo y al Dr. Jhan Carlo por sus valiosos aportes a este trabajo.*

*A mis compañeros de la maestría: Carlos, Jaime, Guido, Maritza, Rosario, Marisol por todos los momentos compartidos y los conocimientos que intercambiamos dentro y fuera de las aulas.*

*A mis compañeros de trabajo con los que hemos aprendido mucho en todos estos años y hemos crecido profesionalmente juntos, lo que me permitió mejorar este trabajo de tesis.*

*Y finalmente a mis amigas de colegio, las “Scanner White”, por todo su apoyo y acompañamiento durante estos años de trabajo.*

# ÍNDICE GENERAL

	<b>Pág.</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Objetivos</b>	<b>3</b>
1.1.1 Objetivo general	3
1.1.2 Objetivos específicos	3
<b>II. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>4</b>
<b>2.1 Sequías</b>	<b>4</b>
<b>2.2 Tipos de sequías</b>	<b>5</b>
2.2.1 Sequía meteorológica o climatológica	6
2.2.2 Sequía edáfica o agrícola	6
2.2.3 Sequía hidrológica	6
2.2.4 Sequía socio económica	7
<b>2.3 Índices de sequías</b>	<b>7</b>
2.3.1 Índice de Severidad de Sequías de Palmer (PDSI)	8
2.3.2 Índice de Precipitación Estandarizado (IPE)	8
2.3.3 Reconnaissance Drought Index (RDI)	9
<b>2.4 Caracterización de las sequías</b>	<b>10</b>
2.4.1 Duración de la sequía	11
2.4.2 Intensidad de la sequía	11
2.4.3 Severidad de la sequía	11
<b>2.5 Regionalización</b>	<b>11</b>
2.5.1 Método de Ward	13
2.5.2 Análisis de Componentes Principales (ACP)	14
<b>2.6 Índices climáticos</b>	<b>19</b>
2.6.1 Índice Atlántico Tropical Norte (TNA)	19
2.6.2 Índice Atlántico Tropical Sur (TSA)	19
2.6.3 Índice Multivariado ENSO (MEI)	20
2.6.4 Índice de Oscilación del Sur (SOI)	20
2.6.5 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)	22
2.6.6 Oscilación Antártica (AAO)	23
2.6.7 Índice Tripolo para la Oscilación Interdecadal del Pacífico (TPI)	23
2.6.8 Índices E y C	24
<b>III. MATERIALES Y MÉTODOS</b>	<b>26</b>
<b>3.1 Zona de estudio</b>	<b>26</b>

<b>3.2</b>	<b>Datos</b>	<b>29</b>
<b>3.3</b>	<b>Metodología</b>	<b>30</b>
3.3.1	Pre-procesamiento de datos	31
a.	Análisis Exploratorio de Datos (AED)	31
b.	Imputación de datos	32
3.3.2	Estimación del IPE	33
3.3.3	Formación de regiones homogéneas	35
3.3.4	Análisis a corto plazo	37
3.3.5	Análisis a largo plazo	41
<b>IV.</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	<b>42</b>
<b>4.1</b>	<b>Pre-procesamiento de datos</b>	<b>42</b>
<b>4.2</b>	<b>Regiones homogéneas</b>	<b>45</b>
<b>4.3</b>	<b>Sequías de corto plazo</b>	<b>48</b>
4.3.1	Tendencias	50
4.3.2	Relación de las sequías con índices climáticos	52
4.3.3	Peligro de sequías durante El ENSO	54
<b>4.4</b>	<b>Sequías de largo plazo</b>	<b>55</b>
4.4.1	Tendencias	57
<b>4.5</b>	<b>Discusión</b>	<b>57</b>
<b>V.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>61</b>
<b>VI.</b>	<b>RECOMENDACIONES</b>	<b>63</b>
<b>VII.</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>64</b>
<b>VIII.</b>	<b>ANEXOS</b>	<b>79</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 1.</b> Top de los 6 eventos de sequía más intensos en Perú.....	49
<b>Tabla 2.</b> Características de las sequías a corto plazo (IPE-3) por región homogénea.....	50
<b>Tabla 3.</b> Tendencias de las características de las sequías a corto y largo plazo. Las celdas azules (rojas) representan las tendencias positivas (negativas). .....	50
<b>Tabla 4.</b> Características de las sequías a largo plazo (IPE-12) por región homogénea.....	57

# ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

<b>Figura 2.1.</b> Puntos de referencia para la estimación del Índice de Oscilación del Sur. Fuente: NOAAClimate.gov .....	21
<b>Figura 2.2.</b> Patrón característico de la anomalía de la temperatura superficial del mar del PDO. Fuente: Universidad de carolina del Norte.....	22
<b>Figura 2.3.</b> Cobertura geográfica para la estimación del índice AAO.....	23
<b>Figura 2.4.</b> Regiones consideradas para el cálculo del TPI .....	24
<b>Figura 2.5.</b> Patrones de los índices E y C. ....	25
<b>Figura 3.1.</b> Zona de estudio. A la Izquierda -los puntos negros muestran las estaciones meteorológicas, la barra de colores indica la altitud en msnm y el color gris es la zona árida. ....	27
<b>Figura 3.2.</b> Mapa climático del Perú disponible en el Worldclim (Hijmans et al., 2016), con la barra de colores que indica la precipitación en mm.....	29
<b>Figura 3.3.</b> Esquema metodológico del análisis de las sequías .....	31
<b>Figura 3.4.</b> Características de las sequías .....	38
<b>Figura 4.1.</b> Series de precipitación por vertiente hidrográfica .....	43
<b>Figura 4.2.</b> Datos faltantes en las series de precipitación. La intensidad del color gris indica un mayor valor de la precipitación y el color blanco muestra los periodos con data faltante. ....	44
<b>Figura 4.3.</b> Series de datos completados de 3 estaciones escogidas aleatoriamente.....	45
<b>Figura 4.4.</b> a) Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal. b) Distribución espacial de los loadings de los componentes principales de las series de IPE-6. ....	46
<b>Figura 4.5.</b> Mapa de las 8 regiones homogéneas en términos de la variabilidad de las sequías en el Perú, estimado en base al IPE-6.....	47
<b>Figura 4.6.</b> Series de IPE-3 para las 8 regiones homogéneas .....	48
<b>Figura 4.7.</b> Tendencias de la Duración, Intensidad y Severidad de las sequías por RH. ....	51
<b>Figura 4.8.</b> Variación del número total de meses bajo sequía por década .....	52
<b>Figura 4.9.</b> Correlación del IPE-1 con los índices climáticos a nivel mensual por RH .....	53
<b>Figura 4.10.</b> Peligro de Sequía por región bajo condiciones del ENSO para 1 y 3 meses. Ind (valor del índice E, C u ONI), std (equivale a una desviación estándar de la serie del índice).....	54
<b>Figura 4.11.</b> Series de IPE-12 para las 8 regiones homogéneas .....	56

## ÍNDICE DE ANEXOS

**Pág.**

<b>Anexo 1</b> Lista de las estaciones pertenecientes a la red del SENAMHI, utilizadas en la presente investigación.....	80
<b>Anexo 2</b> Serie de tiempo de precipitación mensual (en color azul) con la correspondiente imputación de datos (color rojo).....	86

# GLOSARIO DE TÉRMINOS

## **Anomalía**

La desviación de una variable de su valor promedio durante un período de referencia

## **Cambio climático.**

Son las variaciones en el promedio de los valores de los elementos meteorológicos (temperatura, precipitación, humedad, etc.) de una amplia región, a lo largo de un período de tiempo extendido, las cuáles provocan alteraciones en el clima original de esa zona. Pueden ser producido por uno o más de los siguientes factores: i) cambios internos dentro del sistema climático; ii) interacción entre componentes climáticos; iii) cambios en fuerzas externas originados por fenómenos naturales o por actividades humanas.

## **Ciclo hidrológico**

Sucesión de etapas a través de las cuales el agua pasa de la atmósfera a la tierra y retorna a la atmósfera: evaporación del agua de la tierra, del mar o cuerpos de agua en tierra; condensación que forma nubes; precipitación, intercepción, infiltración, percolación, escorrentía y acumulación en el suelo o en cuerpos de agua; y re-evaporación.

## **Clima**

Es el estado más frecuente de la atmósfera en un lugar determinado, comprende los extremos y todas las variaciones, analizados en un periodo largo de tiempo. Está determinado por elementos y factores.

## **Correlación**

Interdependencia o relación entre dos variables medibles.

## **El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)**

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), hacen referencia al fenómeno que tiene lugar por conjunción, algunos años, del episodio marítimo de “El Niño” y una fase negativa de la oscilación sur en el pacífico meridional. El ENSO es un ciclo oceánico-atmosférico, con desarrollo en aguas del Océano Pacífico Sur. Consta de dos fases: la fase cálida (El Niño) y la fase fría (La Niña). Referidas a las temperaturas superficiales y sub-superficiales del océano.

## **Precipitación**

La precipitación es el hidrometeoro formado por partículas de agua, en estado líquido o sólido, que, cristalizadas, caen desde una formación nubosa y alcanzan el suelo.

**Presión atmosférica**

También llamada presión del aire o barométrica. El peso de la atmósfera sobre una unidad aérea de la superficie de la Tierra. Los cambios de tiempo suelen ir acompañados de fluctuaciones en la presión atmosférica.

**Probabilidad**

Concepto estadístico básico que expresa de alguna manera un “grado de convicción” o se interpreta como que limita la frecuencia relativa de ocurrencia en una serie infinita.

**Regionalización de datos**

Extensión de los resultados del análisis de datos puntuales a una región. Identificación de áreas distintivas, dentro de una región grande, que tienen características hidrológicas similares.

**Sequía**

La sequía se define como la ocurrencia de disponibilidad de agua por debajo del promedio natural de manera sostenida y a escala regional.

**Variabilidad del clima**

Desviación de las estadísticas del clima de un determinado período (mes, estación o año) respecto a las estadísticas a largo plazo de dicho período.

**Zona árida**

Zona en la que la evapotranspiración potencial es siempre mayor que la precipitación.

**Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)**

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) es la zona donde convergen los vientos alisios de ambos hemisferios. También es conocida como Ecuador Térmico.

## RESUMEN

En el presente estudio se analiza por primera vez la variabilidad espacio-temporal, las características y las tendencias de las sequías en el Perú y el peligro de sequías asociado al ENSO (El Niño-Oscilación del Sur), para el periodo de 1970 al 2014. Con este fin, se realizó la regionalización de las sequías utilizando una combinación del método de Análisis de Componentes Principales con el método de Cluster, basado en el Índice de Precipitación Estandarizada (IPE). Finalmente, sobre las regiones delimitadas, se realizó la caracterización de las sequías, análisis de tendencias, correlación con índices océano-atmosféricos y evaluación del peligro de sequía durante el ENSO. Los resultados muestran que, la variabilidad espacio-temporal de las sequías se puede resumir en 8 regiones homogéneas, con diferentes características entre ellas. Así, las tendencias indican un incremento de las sequías en la Vertiente del Titicaca y mayor intensidad y severidad de las sequías en la parte alta de la vertiente del Amazonas, mientras el norte de la Vertiente del Pacífico evidenció tendencia a la reducción de la duración y severidad de las sequías. Considerando un análisis decadal de las sequías (1970-2010), en todas las regiones se ha reducido el número de meses de sequías en la última década (2000-2010) en comparación con décadas anteriores. Asimismo, se encontraron correlaciones significativas entre las series regionales del IPE y algunos índices océano-atmosféricos (C, E, SOI y TPI). Finalmente, la evaluación del peligro de sequía durante el ENSO, identificó un incremento del peligro de sequías en el sur de la vertiente del pacífico, en la vertiente del Titicaca y al sur y norte de la Vertiente del Amazonas bajo anomalías positivas del Índice Oceanográfico del Niño (ONI).

**Palabras Claves:** *Sequía, Regionalización, ENSO, Peligro de sequías.*

## ABSTRACT

This study analyzes for first time the spatio-temporal variability, the characteristics and trends of droughts in Peru, and the hazard of droughts related to ENSO (El Niño Southern Oscillation), for the period 1970 to 2014. With this purpose, the regionalization of droughts was done using a combination between Principal components Analysis and Cluster methods based on Standardized Precipitation Index (SPI). Finally, over the delimited regions, a characterization of droughts, trend analysis, correlation with ocean-atmospheric indices and drought hazard evaluation under ENSO conditions was done. The results show that, the spatio-temporal variability of droughts can be represented by eight homogenous regions, with different characteristics between them. Thus, trends show an increasing of droughts in Titicaca Drainage and more intensity and severity of droughts in High Amazon Basin, while the north of Pacific Basin showed less duration and severity of droughts. Considering a decadal analysis of droughts (1970-2010), the number of months under drought condition was reduced during the last decade over all the regions, in comparison with the last decades. Likewise, significant correlations between regional series of SPI and some ocean-atmospheric indices (C, E, SOI and TPI) were found. Finally, drought hazard assessment under ENSO conditions identified an increasing of the hazard in the south of the Pacific basin, in the Titicaca basin and in the south and north of the Amazon Basin under positive anomalies of Oceanographic Niño Index (ONI).

**Key Words:** *Drought, Regionalization, ENSO, Drought Hazard*

## I. INTRODUCCIÓN

Los eventos extremos climáticos han recibido mayor atención en los últimos años debido a sus impactos sobre vidas humanas, las actividades productivas, la planificación urbana y el manejo de los recursos hídricos. Los friajes, olas de calor, inundaciones y sequías afectan a diferentes regiones del mundo, incluido Sudamérica (Marengo et al., 2009).

La sequía, es el quinto desastre natural que ocasiona mayores pérdidas económicas a nivel global. Se estima que durante eventos del Niño, las pérdidas económicas a nivel global debidas a las sequías, podrían alcanzar US\$ 8 billones (AON, 2015). Las sequías afectan gran variedad de sectores económicos sobretodo agricultura (Farhangfar et al., 2015; Hunt et al., 2014), ecosistemas y bosques; reduciendo los medios de vida de la humanidad (Barlow et al., 2006). La evaluación de las sequías es particularmente importante en regiones donde las actividades económicas son altamente dependientes de los recursos hídricos (Vicente-Serrano et al., 2015), como es el caso del Perú.

El promedio anual de sequías reportadas a nivel mundial se ha incrementado más de tres veces desde los años 1970 (Carvajal-Velez, 2008). Asimismo, se prevé que el cambio climático ocasionaría mayor evapotranspiración y menor precipitación, lo que según algunos autores derivaría en un incremento en la frecuencia y duración de eventos de sequía (Leng et al., 2015). En este contexto, numerosos estudios han destacado la necesidad de planes de prevención y mitigación de sequías (Harding et al., 1995). Estudios recientes han resaltado los efectos ambientales de las sequías en Sudamérica, donde aún en regiones húmedas como la Amazonía, las sequías severas están desencadenando incendios forestales (Brando et al., 2014), reducción de la producción de biomasa (Malhi et al., 2009) y mortalidad de especies forestales (Phillips et al., 2009).

La sequía puede ser clasificada en: meteorológica, agrícola, hidrológica y socioeconómica (Mishra and Singh, 2010). Sin embargo, la principal causa de una sequía es el déficit de precipitación sobre un área extensa y por periodo de tiempo de algunos meses, a lo cual se le denomina sequía meteorológica. Este déficit de agua se propaga a través del ciclo

hidrológico y da lugar a las otras clases de sequía (Tallaksen and Lanen, 2004), por lo que el Índice de Precipitación Estandarizado (IPE) basado en las precipitaciones, resulta un buen indicador para evaluar las sequías por su buena relación con los impactos hidrológicos, agrícolas y ecológicos (Vicente-Serrano et al., 2012).

Los eventos de sequía tienen múltiples características, las cuales pueden ser definidas en base al IPE: duración, intensidad, severidad e interarrival (Masud et al., 2015; Mckee et al., 1993; Santos et al., 2011; Shiau, 2006; Xu et al., 2014). Los cambios en cada una de estas características pueden generar impactos en el manejo de los recursos hídricos y la agricultura; ya que las sequías intensas aun con pequeñas o medianas duraciones pueden tener fuertes impactos en la agricultura, mientras sequías de mediana intensidad con largas duraciones pueden tener serios impactos en la provisión de agua (Ge et al., 2016). De estas últimas afirmaciones, radica la importancia de estudiar la variabilidad espacio-temporal de las sequías y conocer sus características.

A nivel mundial se han utilizado muchos enfoques para evaluar los patrones espacio temporales de las sequías así como sus tendencias. Estos enfoques incluyen el análisis de las tendencias por datos de estaciones climatológicas (Du et al., 2013) y por datos grillados (Minh et al., 2014). Estos análisis se dan a diferentes escalas de tiempo (Vicente-Serrano, 2006), utilizando además el análisis tridimensional de las sequías (Xu et al., 2014) que incluyen el uso de cópulas para el análisis bivariado de las características de las sequías. También, numerosas investigaciones evalúan la regionalización de las sequías basados en métodos de agrupamiento como el cluster (Bettolli *et al.*, 2010), SKATER (Liu et al., 2015) y otras técnicas de agrupamiento basadas en la combinación de los métodos de componentes principales con clusters (Cai et al., 2015; Raziei et al., 2008; Santos et al., 2010).

En el caso de Sudamérica, se han realizado pocos estudios sobre sequías a nivel regional (Gómez Serna et al., 2016; Minetti et al., 2010) y algunos estudios puntuales enfocados en países como Bolivia, Ecuador y Argentina (Scarpatti and Capriolo, 2013; Vicente-Serrano et al., 2016, 2015). A la actualidad en el Perú la temática ha sido investigada solo en algunas en regiones del país. Así, en la región amazónica peruana, las sequías están asociadas a anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico Tropical norte y al débil transporte de vientos y humedad hacia la región Andina del Amazonas, que en asociación con el incremento de subsidencia sobre la Amazonía

central y sur explica la reducción de precipitación (Espinoza et al., 2011). Además, en la región amazónica los caudales han mostrado una tendencia significativa a disminuir cuando se analiza el periodo 1969-2004 (Lavado Casimiro et al., 2012); sin embargo, el análisis de las precipitaciones y los caudales para un periodo prolongado (1928-2010) revela una tendencia significativa de éstos en el periodo húmedo desde aproximadamente el año 1990 (Gloor et al., 2013). Finalmente, las precipitaciones en la cuenca del Mantaro (localizado en la parte central del Perú), muestran una tendencia negativa (1976-2010) en la intensidad de la precipitación diaria de  $-0.4\text{mm}$  por década y una disminución del número de días con lluvias intensas y muy intensas del orden de 1.6 y 0.24 días por década; reducción que se acentúa desde los 90's (Silva and Trasmonte, 2012).

En relación al impacto del ENSO sobre las sequías, en la región Altoandina el ENSO ha generado sequías en el sur del Perú (Kane, 2000, 1999) y se ha evidenciado que las temperaturas cálidas de la TSM en el Atlántico tropical norte tienden a producir sequías en las cuencas del sur de los Andes (Lavado Casimiro et al., 2012).

Considerando escasas las investigaciones sobre caracterización de las sequías y su relación con el ENSO a una escala nacional, en la presente investigación se analizó la variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú para el periodo de 1970-2014 utilizando el Índice de Precipitación Estandarizado (IPE).

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú y sus peligros asociados al Fenómeno del Niño en base a los registros de precipitación del periodo 1970 – 2015.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Definir las regiones homogéneas en base a los patrones de sequías comunes.
- Caracterizar las sequías regionales y sus tendencias en términos de su duración, intensidad y severidad.
- Analizar la relación entre las sequías regionales y los índices océano-atmosféricos
- Determinar la variación del peligro de sequía a nivel regional asociado al Fenómeno del Niño.

## **II. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 Sequías**

No existe una definición universalmente aceptable de la sequía debido a la compleja naturaleza del fenómeno, encontrándose más de 150 definiciones para las sequías, según la disciplina científica desde la que se analiza al fenómeno. Así, algunas de las definiciones comúnmente usadas provienen de las entidades relacionadas con el estudio del fenómeno:

Para la Organización Meteorológica Mundial (OMM), la sequía es considerada como un periodo de condiciones meteorológicas anormales secas, suficientemente prolongado como para que la falta de precipitación cause un grave desequilibrio hidrológico (OMM, 1992).

La convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación (CLD), define la sequía como un fenómeno natural del clima, causado por el déficit de la precipitación en condiciones considerablemente inferior a los niveles normales registrados, causando un agudo desequilibrio hídrico que perjudica los sistemas de producción del recurso tierra (CLD, 2004).

La enciclopedia del clima y el tiempo (Schneider et al., 2011) define una sequía como "un período prolongado - una estación, un año o varios años" de lluvia deficiente en relación con el promedio estadístico de varios años para una región.

El centro nacional de mitigación de sequías de los Estados Unidos (NDMC, por sus siglas en inglés) considera en términos generales que la sequía se origina de un déficit en las precipitaciones sobre un periodo de tiempo extendido, usualmente una estación o más, resultando en la escasez de agua para alguna actividad, grupo o sector ambiental.

Asimismo, la definición de sequías planteada por algunos investigadores, desde un enfoque más operacional orientado al estudio de las mismas, ha evolucionado en el tiempo:

Linsley et al., (1949) definieron la sequía como un período sostenido sin precipitaciones significativas.

La sequía es un fenómeno natural que se extiende de manera irregular a través del tiempo y el espacio, tiene la particularidad de ser de lento desarrollo temporal y amplia cobertura espacial, su ocurrencia no provoca el colapso ni la falla destructiva de la infraestructura; sin embargo, puede condicionar las operaciones de los sistemas de recursos hídricos imponiendo muchas veces condiciones más exigentes que las de diseño con graves consecuencias económicas y sociales (Fernández, 1997).

La sequía es un peligro natural relacionado con una falta prolongada de lluvia que conduce a una disminución o déficit temporal en la disponibilidad de agua natural (Vogt and Somma, 2000)

La sequía es un fenómeno climático extremo recurrente en tierras caracterizadas por una precipitación por debajo de lo normal durante un período de meses a años. La sequía es un período de sequía temporal, en contraste con la aridez permanente en las zonas áridas. La sequía se produce en la mayor parte del mundo, incluso en regiones húmedas y muy húmedas. Esto se debe a que la sequía se define como un período seco en relación con su condición normal local (Dai, 2011).

Para el presente trabajo adoptaremos la definición de Tallaksen and Lanen (2004), quienes definen a la sequía como la ocurrencia de disponibilidad de agua por debajo del promedio natural de manera sostenida y a escala regional.

## **2.2 Tipos de sequías**

Las sequías tienen su origen dentro del ciclo hidrológico en una deficiencia de la cantidad de precipitación, la cual provoca de forma directa una disminución de la presencia de agua en todos los estados del ciclo hidrológico (Bras, 1990). A esta deficiencia de la precipitación puede sumarse factores como una alta temperatura, presencia de fuertes vientos, una baja humedad relativa con una alta radiación solar, características del suelo y cobertura vegetal. Todo ello tiene en común el aumento de la evaporación y la transpiración que acentúa la disminución de la presencia de agua en la superficie terrestre y en el proceso del ciclo hidrológico. Así, Wilhite and Glantz, (1985) agruparon diversas

definiciones de sequías, en cuatro grupos según la disciplina científica desde la cual se analiza el fenómeno: sequía meteorológica, agrícola, hidrológica y socioeconómica.

### **2.2.1 Sequía meteorológica o climatológica**

Relacionada con la disminución de las precipitaciones, siendo evaluada mediante la comparación entre la precipitación del periodo de análisis y un indicador estadístico de la serie temporal que generalmente es la media. Existen diversas definiciones de la sequía meteorológica que han sido desarrolladas para regiones específicas, debido a que las variaciones en los regímenes de precipitación tienen una fuerte influencia de las características climáticas de cada región.

### **2.2.2 Sequía edáfica o agrícola**

Se expresa en función a la deficiencia de humedad en el suelo disponible para las plantas, en muchos casos es valorada de acuerdo a los daños provocados sobre la producción agrícola. Debido a que la cantidad de agua es diferente para cada cultivo, y varía a lo largo de las fases de crecimiento de los cultivos, es complejo definir umbrales de sequía incluso para una misma región. Este tipo de sequía no solo depende de las condiciones meteorológicas, sino también de las características biológicas del cultivo y las propiedades del suelo. Por lo que no es equivalente a la sequía meteorológica. Si los niveles de humedad del suelo son suficientes para sustentar el crecimiento de un determinado cultivo durante el periodo que se presente sequía meteorológica, la sequía agrícola no se producirá.

### **2.2.3 Sequía hidrológica**

Se asocia a la deficiencia en el caudal o volumen de aguas superficiales y subterráneas, así como el volumen de almacenamiento. Las sequías hidrológicas tienen un desfase entre la ocurrencia de las sequías meteorológica o agrícola, puesto que se requiere de un desfase temporal para que se propaguen las anomalías pluviométricas a los diversos componentes del ciclo hidrológico.

A diferencia de la sequía agrícola que tiene lugar al poco tiempo de presentarse la sequía meteorológica, la sequía hidrológica puede tardar de meses a años a meses dependiendo de la región desde el inicio de la sequía meteorológica; y si las lluvias retornan en poco tiempo, la sequía hidrológica no llegará a manifestarse.

La capacidad de gestión de los recursos hídricos influye sobre la sequía hidrológica, debido a que el déficit no solo depende de la disponibilidad del recurso hídrico superficial o subterráneo, sino también de la forma de uso del agua.

#### **2.2.4 Sequía socio económica**

Se produce cuando la disponibilidad de agua disminuye hasta el punto de generar daños económicos o sociales sobre poblaciones de zonas afectadas por la escasez de precipitaciones.

### **2.3 Índices de sequías**

Un índice de sequía proporciona un cuadro completo para el análisis de la sequía y la toma de decisiones que es más fácil de usar en comparación con los datos brutos de los indicadores (Hayes, 2006). Se han desarrollado más de 150 índices de sequía (Niemeyer, 2008) y en la actualidad se continúan proponiendo nuevos índices.

Por lo general, los índices de sequía se basan en la cantidad de precipitación y miden la desviación de la precipitación actual de una normal históricamente establecida (por ejemplo, el Índice de Precipitación Estandarizado – IPE, Mckee et al. (1993)). Los índices de sequía integrales, en cambio, tienen en cuenta también otras variables climatológicas como la temperatura, la evapotranspiración o la humedad del suelo (por ejemplo, el Índice de Severidad de Sequías de Palmer, PDSI por sus siglas en inglés, Palmer (1965)). Por otro lado, los índices de sequía basados en la detección remota usan información de los sensores de detección remota para mapear la condición de la tierra (por ejemplo, el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, NDVI, Tucker (1979)). Sin embargo, si deseamos comparar las condiciones de sequía de diferentes áreas, que a menudo tienen diferentes balances hidrológicos, la característica más importante de un índice es su estandarización (Rossi et al., 2007).

A nivel global, los dos índices más frecuentemente utilizados son el IPE y el PDSI. Sin embargo, un índice más reciente denominado como el Índice de Reconocimiento de Sequía ("Reconnaissance Drought Index" – RDI, Tsakiris and Vangelis (2005)) está siendo actualmente aplicado en numerosos estudios. Por ello, a continuación se describe las características de estos 3 principales índices de sequías, incluyendo las ventajas y desventajas de su aplicación.

### **2.3.1 Índice de Severidad de Sequías de Palmer (PDSI)**

Palmer (1965) introdujo por primera vez el Índice de Severidad de Sequías de Palmer (PDSI) en los Estados Unidos. El objetivo del PDSI era proporcionar mediciones de las condiciones de humedad que fueron estandarizadas para que las comparaciones utilizando los valores del índice tuvieran un significado comparable en todos los lugares y tiempos (Palmer, 1965).

El PDSI responde a condiciones climáticas anormalmente secas o anormalmente húmedas. El PDSI se calcula sobre la base de los datos de precipitación y temperatura, así como del contenido de agua disponible del suelo. A partir de los parámetros de entrada anteriores, se pueden determinar todos los términos básicos de la ecuación del balance hídrico, incluyendo evapotranspiración, recarga del suelo, escorrentía y pérdida de humedad de la capa superficial (Hayes, 2006).

A pesar de su uso generalizado, PDSI tiene muchas limitaciones (Hayes, 2006). Sus limitaciones incluyen los supuestos arbitrarios relacionados con los modelos de balance hídrico utilizados en el cálculo de PDSI. Por ejemplo, no existe un método universalmente aceptado para calcular la evapotranspiración potencial. Aunque la técnica de Thornthwaite (1948) tiene amplia aceptación, pero todavía se considera una aproximación. Además, el método PDSI es más adecuado para la caracterización de sequías agrícolas, ya que el modelo se centra en la humedad del suelo. Los valores de PDSI no son comparables entre diversas regiones climatológicas (Wells et al., 2004).

### **2.3.2 Índice de Precipitación Estandarizado (IPE)**

El IPE, recomendado por Guttman (1999), es uno de los índices de sequías meteorológicos más conocidos y ampliamente utilizados. El IPE fue creado por (Mckee et al., 1993) en la Universidad del Estado de Colorado para cuantificar el déficit de precipitación para múltiples escalas de tiempo (1, 3, 6, 12, 24 y 48 meses en valores acumulados móviles).

El IPE se ajusta a una distribución normal, por lo que puede ser usado para monitorear tanto los periodos húmedos como los periodos secos (Tsakiris et al., 2007). El IPE ha sido extensamente utilizado porque puede ser calculado para una variedad de escalas temporales de manera relativamente sencilla. Esta versatilidad le permite al IPE ser usado indistintamente para monitorear las provisiones de agua a corto plazo, como es el caso de

la humedad del suelo, la cual es importante para la producción agrícola y los recursos hídricos a largo plazo, tales como el agua subterránea, el caudal y los niveles de lagos y reservorios (Mckee et al., 1993).

Adicionalmente, el IPE requiere solo de datos de precipitación, los cuales son usualmente disponibles en la mayoría de países. Este índice puede ser también aplicado consistentemente en diferentes jurisdicciones puesto que la metodología ha incorporado la estandarización del propio índice. Además, la OMM recomienda el uso del IPE para determinar las sequías meteorológicas y para complementar los índices de sequías meteorológicas locales (Hayes et al., 2011).

Por las razones mencionadas anteriormente, a pesar de ser un índice reciente, el IPE ha sido usado en diferentes partes del mundo, en Turquía (Komuscu, 1999; Sönmez et al., 2005), Canadá (Anctil et al., 2002), España (Lana et al., 2001), Corea (Min et al., 2003), Hungría (Domonkos, 2003), China (Wu et al., 2001), Europa (Lloyd-Hughes and Saunders, 2002; Paulo and Pereira, 2007; Vicente-Serrano et al., 2014), Sur de África (Rouault and Richard, 2003), Taiwan (Shiau, 2006), Irán (Raziei et al., 2009), Grecia (Nalbantis and Tsakiris, 2009), incluyendo países de Sudamérica como Argentina (Seiler et al., 2002), Ecuador (Vicente-Serrano et al., 2016), Bolivia (Vicente-Serrano et al., 2015), Colombia (Zuluaga-López, 2009); ya sea para el monitoreo en tiempo real o el análisis retrospectivo de las sequías.

En comparación con el PSDI, el IPE tiene la ventaja de considerar varias escalas; además se debe tener en cuenta que el PSDI generalmente no es adecuado para regiones montañosas con alta frecuencia de eventos climáticos extremos y que a diferencia del IPE, no puede capturar sequías emergentes (Zargar et al., 2011).

### **2.3.3 Reconnaissance Drought Index (RDI)**

Tsakiris and Vangelis (2005) observaron que debido a que las sequías meteorológicas se manifiestan como un déficit hídrico, su evaluación se puede enfocar en el balance hídrico (entrada - precipitación y salida - evapotranspiración potencial). Con base en esto, propusieron el RDI el cual se basa en la relación entre la precipitación y la evapotranspiración potencial.

Entre las ventajas del índice RDI se tiene que este índice se puede calcular para cualquier periodo de tiempo (1, 2, 3 meses, etc.), este índice puede ser asociado eficazmente con la sequía y es sensible a los eventos de sequías (Tsakiris et al., 2007). Además, se pueden obtener resultados muy significativos si el período de análisis coincide con la época de crecimiento de los principales cultivos en la zona de estudio u otros períodos relacionados con etapas sensibles de crecimiento de los cultivos. Entonces, el RDI puede asociarse con éxito a la pérdida esperada en la producción de cultivos de secano, que a su vez está vinculada al peligro previsto en el sector agrícola debido a la ocurrencia de la sequía (Tsakiris et al., 2007).

Entre las limitaciones se tiene que este índice es calculado empezando al inicio de cada año para todas las escalas de tiempo. Además, para escalas de tiempo más pequeñas, el RDI no puede identificar todos los eventos de sequía que podrían ocurrir durante todo el año (por ejemplo para escalas de 3 y 6 meses).

En la práctica, el RDI se comporta de manera similar al IPE ya que la interpretación de los resultados y los criterios utilizados para determinar la magnitud de las sequías son similares para ambos casos.

En base a las ventajas y limitaciones de los índices mencionados anteriormente, en este estudio se utiliza el IPE debido que este índice tiene un requerimiento mínimo de datos (solo precipitación), requiere un costo mínimo de esfuerzo computacional y permite considerar diferentes escalas temporales.

#### **2.4 Caracterización de las sequías**

El método más utilizado para identificar el evento de sequía es la teoría de corrida de (Yevjevich, 1967), con la cual se puede identificar las características probabilísticas de la sequía, incluidas la duración, la severidad y la intensidad. Para minimizar el efecto de sequías leves, los eventos de sequía son identificados considerando un umbral, de manera que un evento de sequía se da cuando el valor del IPE es menor que dicho umbral.

Desafortunadamente, el uso de los términos severidad e intensidad no es universal, y en ocasiones sus significados son cambiados. Para el presente trabajo se definieron las características de las sequías de la siguiente manera, utilizados también por Gálvez-Ayala (2017):

### **2.4.1 Duración de la sequía**

La duración de un evento de sequía, se define como el periodo consecutivo e ininterrumpido de meses que dura un evento de sequía, registrado en un periodo de tiempo relativamente largo.

Dependiendo de la región, la duración de la sequía puede variar entre una semana y algunos años. Debido a la naturaleza dinámica de la sequía, una región puede experimentar temporadas húmedas y secas simultáneamente al considerar varias escalas temporales (Zargar et al., 2011).

### **2.4.2 Intensidad de la sequía**

Es un parámetro muy usual que se utiliza en la caracterización de sequías, algunos autores la calculan como la magnitud entre la duración de la sequía y corresponde entonces a la intensidad promedio, en otros casos se define como el máximo valor del déficit ocurrido durante el evento de sequía, conocido como intensidad máxima.

### **2.4.3 Severidad de la sequía**

Este término hace referencia al déficit acumulado de agua (precipitación) por debajo de cierto umbral durante un evento de sequía; el cual se cuantifica mediante la acumulación de la sucesión negativa.

## **2.5 Regionalización**

La regionalización permite el agrupamiento de estaciones meteorológicas en regiones climáticamente homogéneas, basándose en un determinado parámetro meteorológico. La regionalización objetiva de diferentes variables climáticas (típicamente temperatura y precipitación) ha sido llevada a cabo en diversas regiones del mundo. Esto se debe a que para distintos propósitos resulta conveniente dividir espacialmente la climatología de una variable en un número de áreas cuasi-homogéneas respecto a su variabilidad temporal (Bettolli et al., 2010). El valor de una regionalización espacial, asociada a variables vinculadas con la precipitación radica en su posible aplicación en cuestiones relacionadas con el manejo de recursos hídricos (Lana et al., 2001).

Habitualmente, el comportamiento espacial de las sequías resulta muy complejo, siendo común las diferencias territoriales significativas en las condiciones de sequía, incluso entre espacios próximos (Vicente-Serrano et al., 2004). Diversos estudios a nivel mundial utilizan métodos de regionalización con el fin de obtener zonas cuyas condiciones climáticas presenten eventos de sequía semejantes, obtenidas mediante algún índice adecuado, el cual para nuestro caso será el IPE.

Debido a la complejidad en la comprensión de los factores que tienen un efecto directo e indirecto sobre la generación de precipitaciones, no hay guías metodológicas simples para identificar regiones homogéneas. Siendo la experiencia, la información previa y juicios personales los que pueden proporcionar posibles directrices para formar regiones con características climáticas o hidrológicas similares. Teniendo en cuenta que, lo que se busca con la regionalización es agrupar sitios dentro de los cuales las características del lugar varíen poco. Por lo tanto, se debe buscar un balance entre usar regiones muy grandes o muy pequeñas.

Existen tres tipos de algoritmos de agrupamiento para formar regiones homogéneas, los cuales se describen a continuación:

- A) *Algoritmos de agrupamiento jerárquico*, se caracterizan por la construcción de una estructura de árbol de jerarquías. Un método de este tipo utilizado comúnmente en el área climatológica es el método de Ward, el cual fue aplicado en muchos trabajos para regionalizar la precipitación y el caudal en diferentes partes del mundo (Chambers, 2001; Kahya et al., 2008; Shahana Shirin and Thomas, 2016).
- B) *Algoritmos de agrupamiento no-jerárquico*, permiten un reasignamiento de los miembros de cada grupo en cada etapa. Un ejemplo de este tipo de algoritmos es el método de k-means (Anderberg, 1973), uno de los métodos no-jerárquicos más utilizados.
- C) *Análisis de componentes principales (ACP)*, numerosos autores consideran a esta metodología no solo como una mera herramienta de reducción de datos, sino también como una alternativa para el análisis de grupos. En un ACP (en modo-S y matriz de correlaciones), los factores de peso de las componentes pueden ser graficados para mostrar los patrones espaciales característicos de la

variable investigada. Estos factores reflejan las correlaciones entre las variables utilizadas y las componentes principales extraídas. Estableciendo un umbral determinado para estos factores, se pueden obtener regiones homogéneas.

### 2.5.1 Método de Ward

El método de Ward (Ward, 1963) implica un algoritmo de agrupamiento aglomerativo. Comenzará en las hojas y se abrirá camino hacia el tronco, por así decirlo. Busca grupos de hojas que se formen en ramilla, las ramillas en ramas y eventualmente en el tronco. El método de Ward comienza con  $n$  clústeres de tamaño 1 y continúa hasta que todas las observaciones se incluyen en un grupo.

El proceso de agrupación comienza con los  $n$  miembros, que se denominan grupos o subconjuntos, aunque contienen solo un miembro. El primer paso en la agrupación es seleccionar dos de estos  $n$  subconjuntos que, cuando estén unidos, reducirán en uno el número de subconjuntos mientras producen la menor degradación del valor óptimo de la función objetivo. Los  $n-1$  subconjuntos resultantes se examinan luego para determinar si un tercer miembro debe unirse con el primer par u otro emparejamiento realizado para asegurar el valor óptimo de la función objetivo para  $n-2$  grupos. Este procedimiento puede continuarse, si se desea, hasta que todos los  $n$  miembros de la matriz original estén en un grupo. Dado que el número de subconjuntos se reduce sistemáticamente ( $n, n-1, \dots, 1$ ), el proceso se denomina "agrupación jerárquica" y los grupos resultantes mutuamente excluyentes "grupos jerárquicos" (Ward, 1963).

Matemáticamente, el método de Ward se puede expresar como un problema de optimización. Si,  $X_{ijk}$  denota el valor de la variable  $k$  en la observación  $j$  que pertenece al grupo  $i$ . Podemos definir:

*Error de la suma de los cuadrados (ESS):*

$$ESS = \sum_i \sum_j \sum_k |X_{ijk} - \bar{x}_{i.k}|^2 \quad (1)$$

Sumamos todas las variables y todas las unidades dentro de cada grupo. Comparamos las observaciones individuales para cada variable con las medias del grupo para esa variable. Cuando el ESS es pequeño, sugiere que nuestros datos están cerca de su clúster, lo que implica que tenemos un grupo de unidades similares.

Suma total de cuadrados (TSS):

$$TSS = \sum_i \sum_j \sum_k |X_{ijk} - \bar{x}_{.k}|^2 \quad (2)$$

Aquí comparamos las observaciones individuales de cada variable con la gran media de esa variable.

R-cuadrado ( $r^2$ ):

$$r^2 = \frac{TSS - ESS}{TSS} \quad (3)$$

El  $r^2$  se interpreta como la proporción de variación explicada por un agrupamiento particular de las observaciones.

Usando el Método de Ward comenzamos con todas las unidades de muestra en  $n$  clusters de tamaño 1 cada uno. En el primer paso del algoritmo, se forman  $n - 1$  conglomerados, uno de tamaño dos y el resto de tamaño 1. La suma de cuadrados de error y los valores de  $r^2$  se calculan. El par de unidades de muestra que producen la suma de cuadrados de error más pequeña, o equivalentemente, el mayor valor de  $r^2$  formará el primer grupo. Luego, en el segundo paso del algoritmo,  $n - 2$  clusters se forman a partir de los  $n - 1$  clusters definidos en el paso 2. Estos pueden incluir dos clusters de tamaño 2 o un solo clúster de tamaño 3, incluidos los dos elementos agrupados en el paso 1. Nuevamente, el valor de  $r^2$  se maximiza. Por lo tanto, en cada paso del algoritmo, los clústeres u observaciones se combinan de tal manera que se minimizan los resultados de error de los cuadrados o, alternativamente, se maximiza el valor de  $r^2$ . El algoritmo se detiene cuando todas las unidades de muestra se combinan en un solo gran grupo de tamaño  $n$ .

### 2.5.2 Análisis de Componentes Principales (ACP)

El análisis de componentes principales (ACP, por sus siglas en inglés) es una técnica de reducción de variables que comparte muchas similitudes con el análisis factorial exploratorio. Fue desarrollado por Pearson (1901) y mejorado por Hotelling (1933). Su objetivo es reducir un conjunto mayor de variables en un conjunto más pequeño de variables "artificiales", llamadas "componentes principales", que representan la mayor parte de la varianza de las variables originales. Las principales características del ACP pueden encontrarse en forma más extensa y con sus respectivas formulaciones matemáticas en (Jolliffe, 2002; Richman, 1986).

El ACP es un procedimiento matemático que transforma un número de variables (posiblemente) correlacionadas en un número (más pequeño) de variables no correlacionadas llamadas componentes principales. El primer componente principal representa la mayor variabilidad en los datos posible, y cada componente subsiguiente representa la mayor variabilidad posible. Tradicionalmente, el ACP se realiza en una matriz simétrica cuadrada. Puede ser una matriz SSCP (sumas puras de cuadrados y productos cruzados), matriz de covarianza (sumas de cuadrados escaladas y productos cruzados) o matriz de correlación (sumas de cuadrados y productos cruzados a partir de datos estandarizados).

A continuación se detallan los conceptos básicos relacionados al ACP:

*Eigenvectors*: reflejan la varianza común y única de las variables y pueden verse como un enfoque centrado en la varianza que busca reproducir tanto la varianza variable total con todos los componentes como reproducir las correlaciones.

*Eigenvalue*: También llamado raíces características. El *eigenvalue* para un factor dado mide la varianza en todas las variables que es contabilizada por ese factor. La proporción de *eigenvalues* es la razón de importancia explicativa de los factores con respecto a las variables. Si un factor tiene un *eigenvalue* bajo, entonces está contribuyendo poco a explicar la varianza en las variables y puede ignorarse como redundante ante factores más importantes. Los *eigenvalues* miden la cantidad de variación en la muestra total explicada por cada factor.

*Loadings*: son los coeficientes de correlación entre las variables (filas) y los factores (columnas). De forma análoga al coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ), el *loading* al cuadrado es el porcentaje de varianza en esa variable explicada por el factor. Para obtener el porcentaje de varianza en todas las variables contabilizadas para cada factor, se agrega la suma de los *loadings* al cuadrado para ese factor (columna) y se divide por el número de variables. (Tener en cuenta que el número de variables es igual a la suma de sus varianzas ya que la varianza de una variable estandarizada es 1). Esto es lo mismo que dividir el *eigenvalue* del factor entre el número de variables.

*Scores*: son los puntajes de cada caso (fila) en cada factor (columna). Para calcular el score del factor para un caso dado y para un factor dado, uno toma el score estandarizado del caso en cada variable, multiplica por el *loading* correspondiente de la variable para el factor dado, y suma estos productos.

Asimismo, para aplicar el ACP se debe tener en cuenta los siguientes aspectos que pueden modificar los resultados:

**a. Escala de las variables**

Cuando un pequeño conjunto de variables tiene una magnitud mucho mayor que las otras variables, los componentes en el análisis de ACP se ponderan fuertemente a lo largo de esas variables, mientras que las otras variables se ignoran. Como consecuencia, el ACP simplemente recupera los valores de estas variables de gran magnitud. Así, si la varianza es drásticamente diferente entre las variables, o si las variables usan escalas diferentes, puede ser apropiado estandarizarlas de tal manera que cada variable tenga varianza unitaria (Lever et al., 2017).

**b. Distribución de probabilidad.**

El ACP no demanda explícitamente que la variable utilizada se encuentre normalmente distribuida para operar correctamente (Kalayci and Kahya, 2006). En la práctica, ACP funciona de manera robusta frente a datos de entrada que poseen desviaciones moderadas respecto a la distribución normal (Comrie and Glenn, 1999). No obstante, el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) utilizado en la matriz de entrada de ACP puede ser afectado por la no-normalidad de los datos (Kalayci and Kahya, 2006).

En vista de esta problemática, numerosos estudios aplican diversas transformaciones a las variables utilizadas de forma tal de reducir la asimetría de las mismas y obtener variables cuya distribución de probabilidad se aproxime a una distribución normal (Phillips and Denning, 2007, entre otros). En este sentido, un procedimiento común para obtener una distribución normal de la serie en consideración es estimar el logaritmo de los valores originales (Kalayci and Kahya, 2006).

### c. Criterios de corte

Existen diferentes criterios de corte, entre los cuales destacan:

El “*scree test*” (Cattell, 1966), se basa en graficar la varianza explicada por cada Componente Principal (PC por sus siglas en inglés) en función del orden en el que fueron extraídas. Una vez obtenida una curva, se procede a buscar el “*codo*” o “*quiebre*” en la misma.

El criterio de Kaiser (1960) propone retener las PCs cuyos *eigenvalues* sean mayores que 1, lo cual sugiere la retención de aquellas componentes que expliquen una fracción de varianza mayor que la explicada por cada variable original.

Por último se propone un corte en un determinado valor de porcentaje de varianza total a fin de poder separar las estructuras que aporten solo ruido.

### d. Rotación de las componentes principales.

Cuando el principal objetivo del ACP es la interpretación física en vez de la reducción de variables, es conveniente rotar una sub-muestra de los *eigenvectors* obtenidos inicialmente en un nuevo conjunto de vectores, a fin de mejorar la interpretación de los resultados (Phillips and Denning, 2007).

Se usan dos tipos principales de rotación: ortogonal cuando los nuevos ejes son también ortogonales entre sí, y oblicuos cuando los nuevos ejes no son obligatoriamente ortogonales.

#### *Rotación Ortogonal*

Una rotación ortogonal se especifica mediante una matriz de rotación, denotada  $R$ , donde las filas representan los factores originales y las columnas representan los factores nuevos (rotados).

La rotación *varimax*, desarrollada por Kaiser (1958), es el método de rotación más popular. Para *varimax*, una solución simple significa que cada componente tiene una pequeña cantidad de grandes *loadings* y una gran cantidad de *loadings* cero (o pequeñas). Esto simplifica la interpretación porque, después de una rotación *varimax*, cada variable original

tiende a asociarse con uno (o un número pequeño) de los componentes, y cada componente representa solo un pequeño número de variables (Abdi and Williams, 2010).

Formalmente, *varimax* busca una combinación lineal de los factores originales de manera que la varianza de los *loadings* al cuadrado se maximice, lo que equivale a maximizar la ecuación 4.

$$v = \sum (q_{j,l}^2 - \bar{q}_l^2)^2 \quad (4)$$

Siendo,  $q_{j,l}^2$  el *loading* al cuadrado de la  $j$ -ésima variable de la matriz  $Q$  en el componente  $j$  y  $\bar{q}_l^2$  la media de los *loadings* al cuadrado.

#### *Rotación Oblicua*

La rotación Oblicua se usa más raramente que su contraparte ortogonal. Con rotaciones oblicuas, los nuevos ejes son libres de tomar cualquier posición en el espacio del componente, pero el grado de correlación permitido entre los factores es pequeño porque dos componentes altamente correlacionados se interpretan mejor como un solo factor (Abdi and Williams, 2010).

Para rotaciones oblicuas, la rotación *Promax* tiene la ventaja de ser rápida y conceptualmente simple. Las rotaciones de *Promax* se interpretan observando las correlaciones, consideradas como *loadings*, entre los ejes girados y las variables originales.

#### **e. Determinación de las regiones homogéneas.**

Una vez rotadas y graficados los *loadings* de cada una de las componentes principales retenidas, el siguiente paso consiste en determinar un criterio que permita decidir que regiones resultan significativas. En este sentido, los criterios comúnmente utilizados son:

El criterio propuesto por Richman and Lamb (1985). Las regiones se pueden obtener considerando apropiado tomar como umbral el *loading* de  $r = |0.4|$ . Se utiliza la letra  $r$  para denominar los *loadings*, dado que estos son las correlaciones entre las componentes principales y las variables utilizadas. Podrían encontrarse casos para los cuales haya estaciones que queden sin clasificación por no llegar al valor de coeficiente elegido. Quizás todas las estaciones puedan ser clasificadas eligiendo el umbral de  $r = |0.3|$ , o algunas pocas siendo el umbral de  $r = |0.5|$ , lo cual hace que este criterio no resulte muy objetivo. Si, al considerar este criterio la distribución espacial de los factores de peso muestra que

las regiones resultantes presentan intersecciones, es necesario aplicar un criterio adicional para la separación de las regiones.

Es por eso que se tiene el criterio del máximo factor de peso para poder llevar a cabo esta separación. Si una estación se encuentra en la intersección de dos regiones distintas, asociadas cada una a una componente distinta, se adjudica esa estación a la región con la cual posea un mayor valor de *loading* ( $r$ ). En este caso la interpretación de las áreas homogéneas resulta ser más clara que al considerar únicamente el umbral de  $r = |0.4|$ .

## **2.6 Índices climáticos**

Un índice climático es una simple cantidad diagnosticada que es usada para caracterizar un aspecto de un sistema geofísico, como por ejemplo un patrón de circulación. Se ha utilizado una gran variedad de métodos para estimar una diversidad de índices. En general se han utilizado datos de estaciones seleccionadas, de puntos de grilla o promedios regionales (Índice de Oscilación del Sur, Niño 3.4), otros índices están basados en funciones empíricas ortogonales (EOFs por sus siglas en inglés) (Oscilación Ártica, Oscilación del Atlántico Norte, Modo Anular Norte) o una rotación de estos últimos (Norte del Pacífico Americano – PNA, por sus siglas en inglés). Muchos de los índices se basan en una única variable (por ejemplo anomalías de la temperatura superficial del mar, altura geopotencial, precipitación), mientras otras utilizan una combinación de variables, como el Índice de Sequía de Palmer que utiliza una combinación de temperatura y precipitación (National Center for Atmospheric Research Staff, 2015). Los índices climáticos son representados por series de tiempo.

### **2.6.1 Índice Atlántico Tropical Norte (TNA)**

Anomalía del promedio mensual de la temperatura superficial del mar (TSM) de la región 5.5 N a 23.5 N y 15 O a 57.5 O. Estimado a partir de la base de datos de HadISST y NOAA, con una climatología de 1971-2000. Información disponible desde 1948 hasta el 2015 en la página web del National Center for Atmospheric Research (NCAR).

### **2.6.2 Índice Atlántico Tropical Sur (TSA)**

Anomalía del promedio mensual de la TSM de la zona 0 a 20 S y 10 E a 30 O. Estimado a partir de la base de datos de HadISST y NOAA, con una climatología de 1971-2000.

Información disponible desde 1948 hasta el 2015 en la página web del National Center for Atmospheric Research (NCAR).

### **2.6.3 Índice Multivariado ENSO (MEI)**

Índice creado para el monitoreo del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Índice basado en las principales variables observadas sobre el pacífico tropical, que son: presión a nivel del mar (P), viento superficial zonal (U) y meridional (V), TSM, temperatura del aire superficial (A) y fracción total de nubosidad en el cielo (C). El índice MEI es calculado separadamente para cada uno de las doce estaciones bimensuales (Dic/Ene, Ene/Feb, ,Nov/Dic). Después de un filtrado espacial en *clusters* de cada variable, se calcula el MEI como el primer Componente Principal (PC) de las seis variables observadas combinadas. Para lograr lo anterior, se normaliza la varianza total de cada variable y luego se extrae el primer PC de la matriz de co-varianza de las variables combinadas. Con la finalidad de mantener el MEI comparable, todos los valores estacionales son estandarizados con respecto a cada estación y al periodo de referencia de 1950-1993 (National Center for Atmospheric Research Staff, 2015).

Las series de tiempo son bimensuales, de manera que el valor de Enero representa los valores Diciembre-Enero y es centrado entre ambos meses.

### **2.6.4 Índice de Oscilación del Sur (SOI)**

Es un índice estandarizado basado en las diferencias de presión a nivel del mar observadas entre Tahití y Darwin, Australia. El SOI es una medida de las fluctuaciones en la presión del aire a gran escala que ocurren entre el pacífico tropical oeste y este, y en particular durante los episodios El Niño o La Niña.

La fase negativa del SOI representa presión de aire por debajo de lo normal en Tahití y presión del aire sobre lo normal en Darwin. Periodos prolongados de valores de SOI negativos (positivos) coinciden con aguas oceánicas anormalmente cálidas (frías) a lo largo del pacífico tropical este, típico de episodios El Niño (La Niña).

La serie de tiempo del SOI y la temperatura superficial del mar en el pacífico ecuatorial este indica que el ciclo del ENSO tiene un periodo promedio de alrededor de 4 años; sin embargo, en los registros históricos este periodo ha variado entre 2 y 7 años, siendo los

años 1980's y 1990's caracterizados por un ciclo del ENSO muy activo, con 5 episodios El Niño y 3 La Niña. Históricamente hay una variabilidad considerable en el ciclo del ENSO de una década a otra, por ejemplo, hay décadas en las que el ciclo fue relativamente inactivo y décadas en las que fue más pronunciado (CPC/NOAA, 2015).

La metodología utilizada para calcular el SOI se resume de la siguiente manera:

$$SOI = \frac{(\text{StandarizadoTahiti} - \text{StandarizadoDarwin})}{MSD} \quad (5)$$

Dónde:

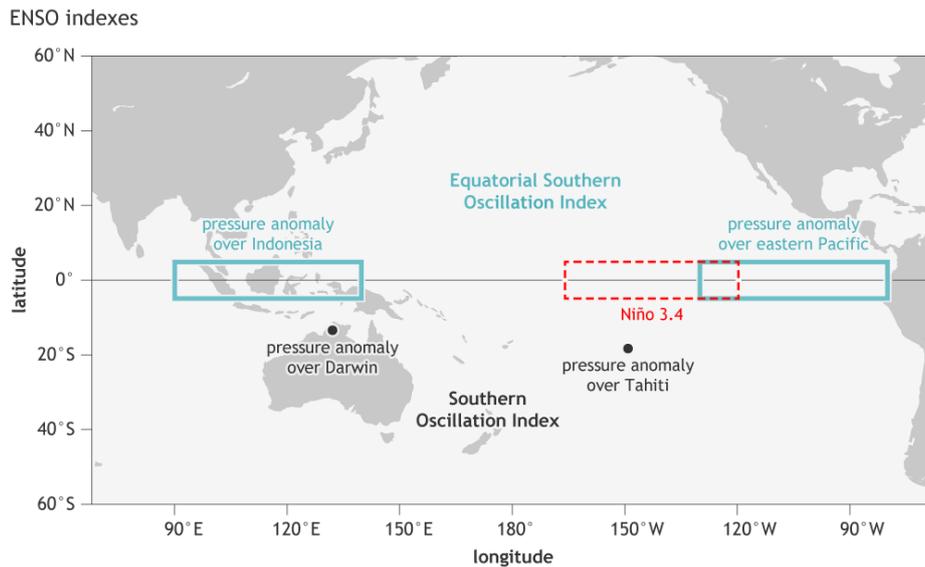
La estandarización para los datos de presión a nivel del mar (SLP), tanto para Tahití como para Darwin se estima mediante la ecuación 6.

$$\text{StandarizadoX} = \frac{SLP_i - \overline{SLP}}{\text{DesviaciónEstandarSLP}} \quad (6)$$

Y la desviación estándar mensual (MSD) se estima en función a la ecuación 7.

$$MSD = \sqrt{\sum (\text{StandarizadoTahiti} - \text{StandarizadoDarwin})^2 / N} \quad (7)$$

Donde  $N$  es el número de meses.



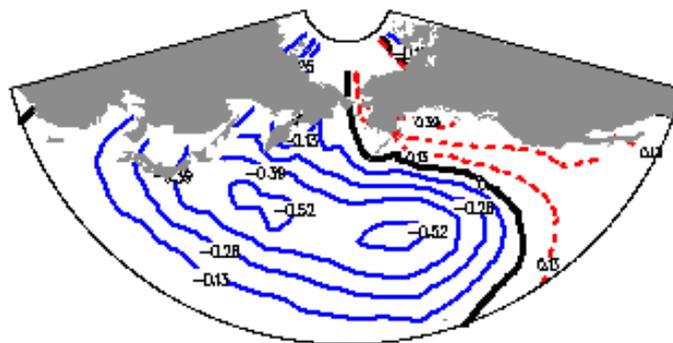
**Figura 2.1.** Puntos de referencia para la estimación del Índice de Oscilación del Sur. Fuente: NOAAclimate.gov

### 2.6.5 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

Es el primer componente principal de las anomalías de la TSM mensual en el norte del océano Pacífico, de 20N hacia el Polo Norte. Calculado en base a los datos de 1948 al 2002.

La PDO es descrita como un patrón de la variabilidad climática del Pacífico de larga duración, parecido a El Niño. De manera similar al fenómeno ENSO, las fases extremas de la PDO han sido clasificadas como cálidas o frías, definidas por las anomalías de la temperatura del mar en el océano Pacífico noreste y tropical.

Cuando las TSMs son anormalmente frías en el interior del Pacífico norte y cálidas a lo largo de la costa pacífica y cuando la presión a nivel del mar está por debajo del promedio en el pacífico norte, la PDO tiene un valor positivo. Cuando los patrones anómalos del clima se invierten, con anomalías cálidas de TSM en el interior y anomalías frías de TSM a lo largo de la costa de norte américa, y presiones a nivel del mar sobre su promedio en el pacífico norte, la PDO tiene un valor negativo (Mantua and Hare, 2002).



**Figura 2.2.** Patrón característico de la anomalía de la temperatura superficial del mar del PDO. Fuente: Universidad de carolina del Norte.

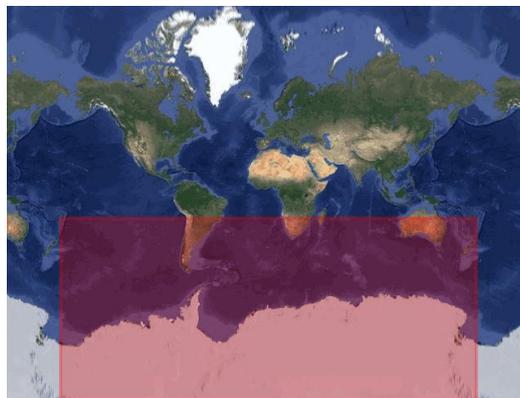
Algunas de las características de la PDO incluyen: Los eventos típicos han mostrado una persistencia notable en comparación a los eventos del ENSO, las épocas PDO han persistido alrededor de 20 o 30 años; asimismo, las huellas climáticas de la PDO son más visibles en el Pacífico Norte. Muchos estudios (Mantua et al., 1997; Minobe, 1997) evidenciaron dos ciclos en el pasado siglo: régimen de PDO frío que prevaleció de 1890-1924 y nuevamente de 1947-1976, mientras el régimen de PDO caliente dominó de 1925-1946 y de 1977 hasta la mitad de los años 1990's.

Los cambios recientes sugieren un posible cambio a condiciones de PDO frío en 1998, coincidente con el final de El Niño 1997/1998 y el inicio de la Niña; sin embargo, debido a que no se conoce por completo como actúa la PDO, no es posible afirmar con confiabilidad que el reciente cambio en el clima del Pacífico marque el inicio de una fase de PDO fría de 20 o 30 años (Mantua and Hare, 2002).

### **2.6.6 Oscilación Antártica (AAO)**

Se define como el primer modo de variación del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) de los promedios mensuales de las anomalías de altitud a 700 hPa desde 20S en dirección al polo sur. Para esto se utilizó la base de datos de re análisis del NCEP/NCAR a una resolución de  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  para el periodo de 1979 a 2000.

Tener en cuenta que para obtener los patrones prioritarios se utilizaron los datos de anomalías de altitud promedios mensuales de todo el año. Teniendo en cuenta que la AAO tiene la mayor variabilidad durante la estación fría, se tiene que los patrones de carga prioritariamente capturan las características del patrón de AAO de la estación fría.

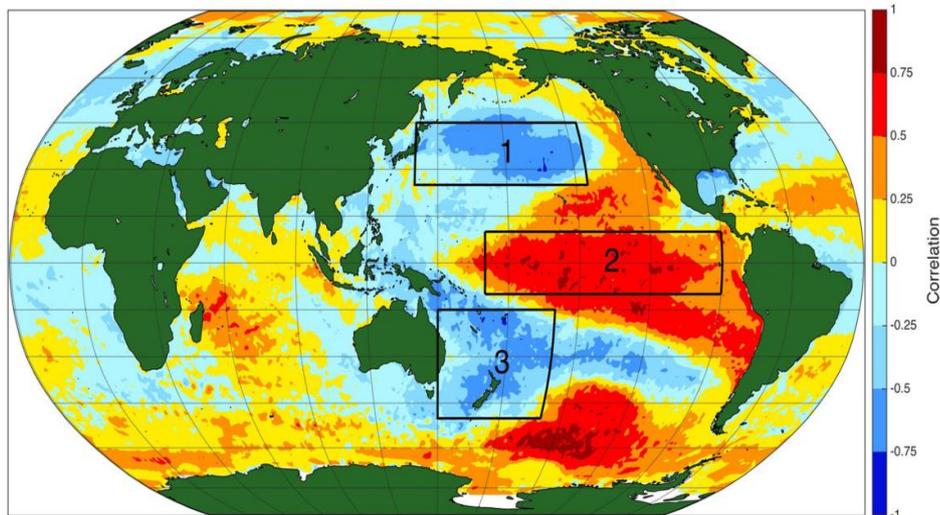


**Figura 2.3.** Cobertura geográfica para la estimación del índice AAO.

Fuente: Centro de Predicción del Clima-NOAA (2018).

### **2.6.7 Índice Tripolo para la Oscilación Interdecadal del Pacífico (TPI)**

Estimado en base a la diferencia entre las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) promediadas sobre el Pacífico ecuatorial central y el promedio de las anomalías de TSM en el noroeste y suroeste del Pacífico (Henley et al., 2015) (Figura 2.4).



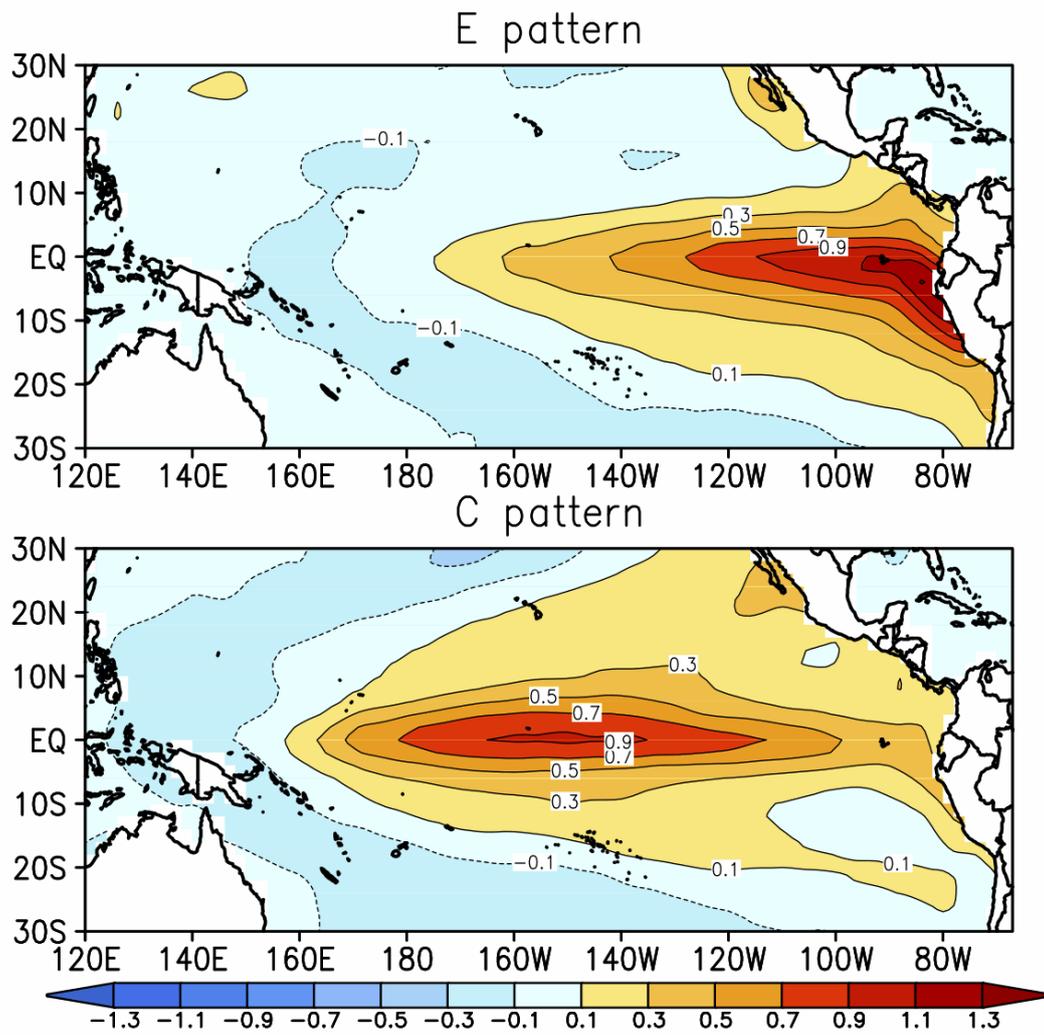
**Figura 2.4.** Regiones consideradas para el cálculo del TPI

Fuente: (Henley et al., 2015)

### 2.6.8 Índices E y C

Los índices E y C resumen la variabilidad asociada a El Niño y La Niña, representando el calentamiento superficial anómalo en el Pacífico Este y Centro, respectivamente. Debido a la forma en que fueron calculados (usando componentes principales) la correlación lineal entre ellos es baja, por lo que permite distinguir mejor la variabilidad propia de cada una de estas regiones.

En la figura 2.5 se muestran los patrones de anomalías de temperatura superficial del mar asociados a valores unitarios de los índices E y C, respectivamente. Claramente, el patrón E tiene mayor efecto en la costa peruana, pero el patrón C también puede ser relevante al clima en la zona andina o amazónica del Perú a través de las "teleconexiones" atmosféricas.



**Figura 2.5.** Patrones de los índices E y C.

Fuente: Instituto Geofísico del Perú, 2012.

### **III. MATERIALES Y MÉTODOS**

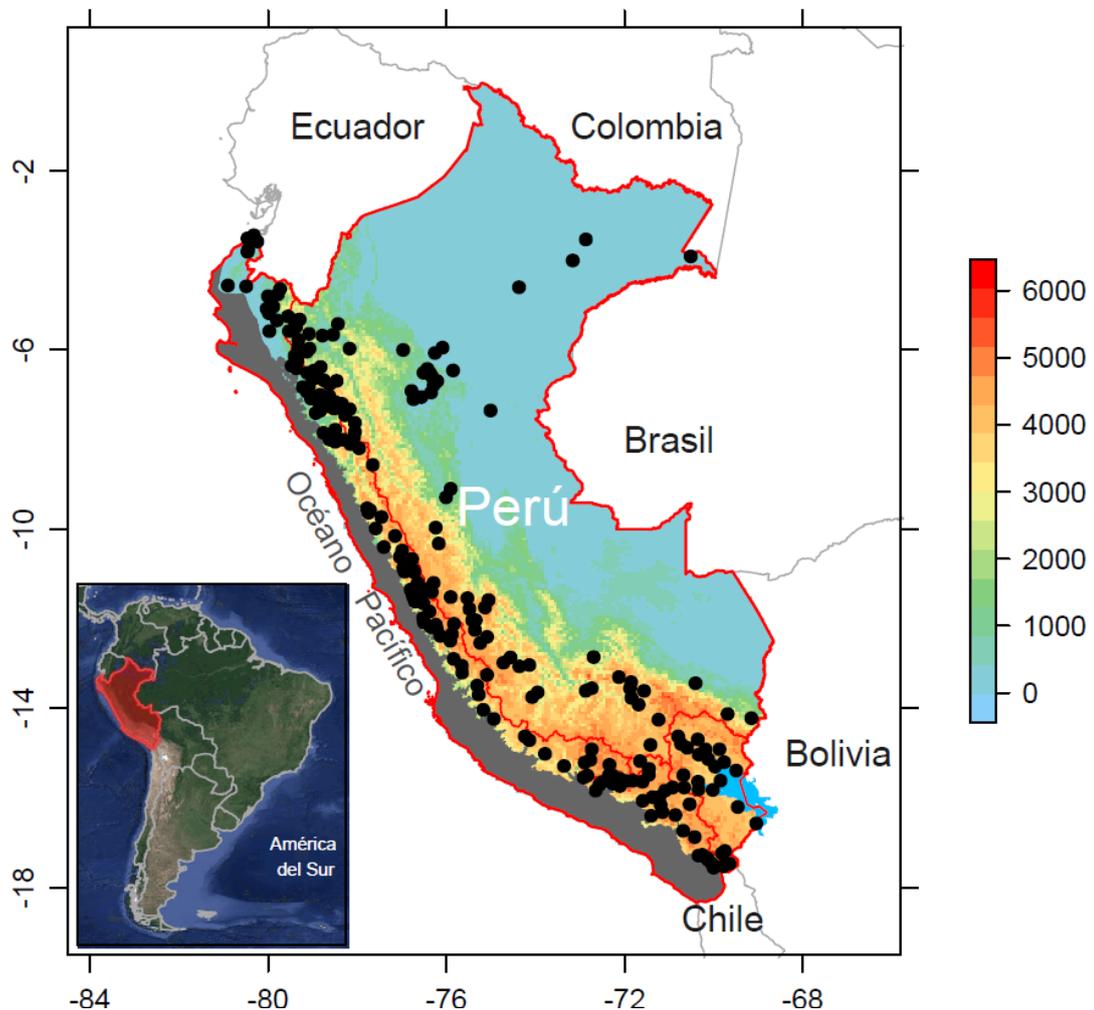
#### **3.1 Zona de estudio**

La zona de estudio es el Perú (Figura 3.1), país localizado geográficamente en la zona central y occidental de América del Sur, se extiende de 0° 02' N a 18° 21' S de latitud y de 81° 19' O a 68° 39' O de longitud, con un rango de elevaciones de 0 msnm a 6 768 msnm (Nevado Huascarán) y tiene una superficie total de 1 285 000 km<sup>2</sup>.

El Perú está dividido en 3 vertientes hidrográficas: Pacífico (VP), Amazonas (VA) y Lago Titicaca (VT); las cuales poseen características físicas y climáticas diferentes entre sí. Los climas en el Perú van desde la zona costera árida y cálida; pasando por los valles interandinos de tipo templado, frígido y polar hasta los de tipo cálido y lluvioso de la selva. Así, el Perú es uno de los países con mayor variedad de climas en el mundo presentando 27 de los 32 climas existentes (SENAMHI, 2002), lo cual es influenciado por tres factores básicos: la situación del país en la zona intertropical, las modificaciones altitudinales que introduce la cordillera de los Andes y la corriente peruana o de Humboldt, cuyas aguas frías recorren las costas del país.

Debido a la complejidad de la hidroclimatología del Perú, la distribución de la precipitación en el Perú varía espacialmente tanto en dirección norte-sur como este-oeste (Ver Figura 3.2). El norte de la vertiente del Amazonas se caracteriza por presentar un régimen de precipitación bimodal vinculado al desplazamiento hacia el norte (ecuador) de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) durante el verano austral, con dos picos de máxima precipitación (marzo y noviembre). El resto del país está sujeto a un régimen unimodal con una estación seca y la otra estación lluviosa, donde la precipitación ocurre predominantemente durante el verano austral (octubre – marzo), vinculado a la fase de madurez del sistema del monzón de América del Sur (SAMS), la cual alimenta a la zona de convergencia del atlántico sur (SACZ, por sus siglas en inglés) (Kodama, 1992; Liebmann et al., 1999) y la alta de Bolivia (Garreaud, 2000; Garreaud et al., 2003). Por el contrario, entre abril y setiembre hay una estación seca, que es particularmente intensa sobre los Andes

y el Altiplano vinculados al debilitamiento del transporte de humedad y a la aparición de un jet del oeste en la tropósfera superior (Espinoza et al., 2009; Garreaud et al., 2003). Adicionalmente, la costa Peruana es árida y experimenta escasa precipitación (menos de 184 mm/año) en los meses de enero a marzo y una larga estación seca (marzo/abril a diciembre). Esto debido a que los Andes son los responsables de una zona de sombra de lluvia hacia el Oeste de la cordillera de los Andes y que junto con la corriente de Humboldt promueven las condiciones secas en la costa peruana (Houston and Hartley, 2003). Finalmente, la Costa norte del Perú se caracteriza también por ser una región vulnerable durante los eventos de El Niño, cuando se producen precipitaciones (tormentas convectivas) catastróficas (Antico, 2009).

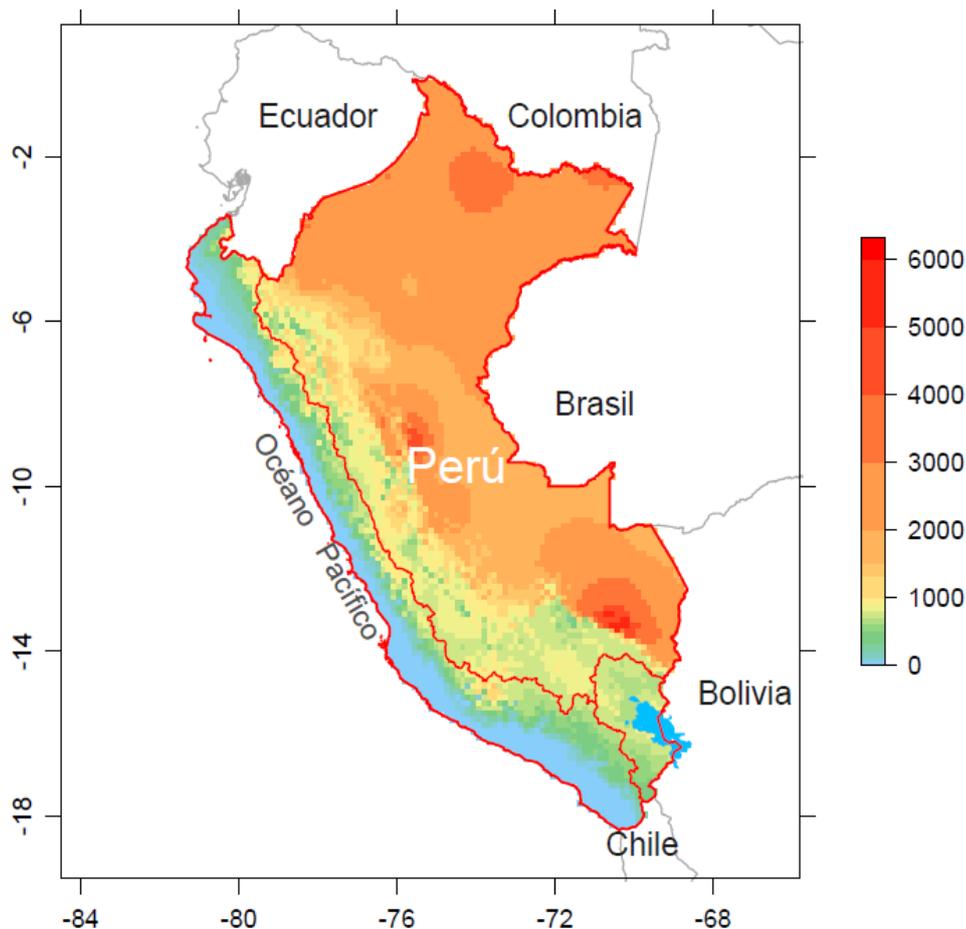


**Figura 3.1.** Zona de estudio. A la Izquierda -los puntos negros muestran las estaciones meteorológicas, la barra de colores indica la altitud en msnm y el color gris es la zona árida.

El promedio de temperaturas del Perú varía de una vertiente a otra. Así, en la VP la temperatura fluctúa entre 6 °C y 22 °C, alcanzando un promedio multianual de 17 °C (PHI-UNESCO, 2006); en la VA fluctúa entre 11 °C y 24 °C, alcanzando un promedio multianual de 15 °C para la región correspondiente a los Andes y 26 °C para la región del bosque lluvioso (Lavado Casimiro et al., 2013) y en la VT fluctúa entre 6 °C y 14 °C, alcanzando un promedio multianual de 9 °C (PHI-UNESCO, 2006).

En términos cuantitativos, las precipitaciones en el Perú varían por vertientes. Así la precipitación promedio multianual en la VP varía entre 144 mm a 1 011 mm; en la VA varía entre 1 463 mm a 1 913 mm y en la VT varía entre 620 mm a 773 mm (Lavado Casimiro et al., 2012). La Figura 3.2 muestra la distribución espacial del promedio climático de precipitaciones en el Perú.

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es el primer modo de variabilidad climática interanual tanto en los trópicos como a escala global (Ropelewski and Halpert, 1987). La fase cálida de ENSO es denominada El Niño (EN) mientras que la fase fría es denominada La Niña (LN) (Wang et al., 2012). En el Perú, la parte norte de la VP presenta un aumento de las lluvias durante El Niño Fuerte (ENF) y ausencia de precipitaciones durante La Niña Fuerte (LNF), mientras que la región sur andina de la VP presenta disminución (aumento) de lluvias durante ENF (LNF). La VT, por su parte, presenta un importante déficit de lluvias durante ENF, que probablemente se deba a un mecanismo de teleconexión (Lagos et al., 2008). La variación de la precipitación en la VA en cambio, es más sensible a los eventos de LNF, durante los cuales se observan lluvias más importantes de lo normal (Lavado-Casimiro and Espinoza, 2014). Durante los años EN el Altiplano (VT) y el sur de los Andes (VA) presentan sequías con reducciones en las lluvias anuales de hasta 18%, mientras que el norte de la costa del Pacífico recibe valores superiores a 88% respecto a años no EN (Tapley and Waylen, 1990). Asimismo, las precipitaciones extremas en la VT están moderadamente correlacionadas con las anomalías de la TSM en la región 4 de EN, con correlaciones positivas en Noviembre y negativas de Enero a Marzo (Lagos et al., 2008).



**Figura 3.2.** Mapa climático del Perú disponible en el Worldclim (Hijmans et al., 2016), con la barra de colores que indica la precipitación en mm.

### 3.2 Datos

Los datos de precipitación utilizados en el presente estudio provienen de la red de estaciones meteorológicas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI – Perú). Se utilizaron datos de precipitación mensual de 231 estaciones con un registro histórico que comprende el período 1970 – 2015, los cuales tuvieron un máximo de 15% de datos faltantes y se encuentran distribuidos en las tres vertientes hidrográficas del Perú (123 en la VP, 23 en la VT y 85 en la VA).

También, se utilizó la información de los índices que expresan el comportamiento océano-atmosférico regional y en particular los índices relacionados al ENSO: i y ii) Los índices E y C que describen de manera independiente la variabilidad de la TSM en el Pacífico este y central, respectivamente (Takahashi et al., 2011); los datos fueron obtenidos de la base de datos del Instituto Geofísico del Perú (<http://www.met.igp.gob.pe/datos/EC.txt>); iii) El índice de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) (Mantua and

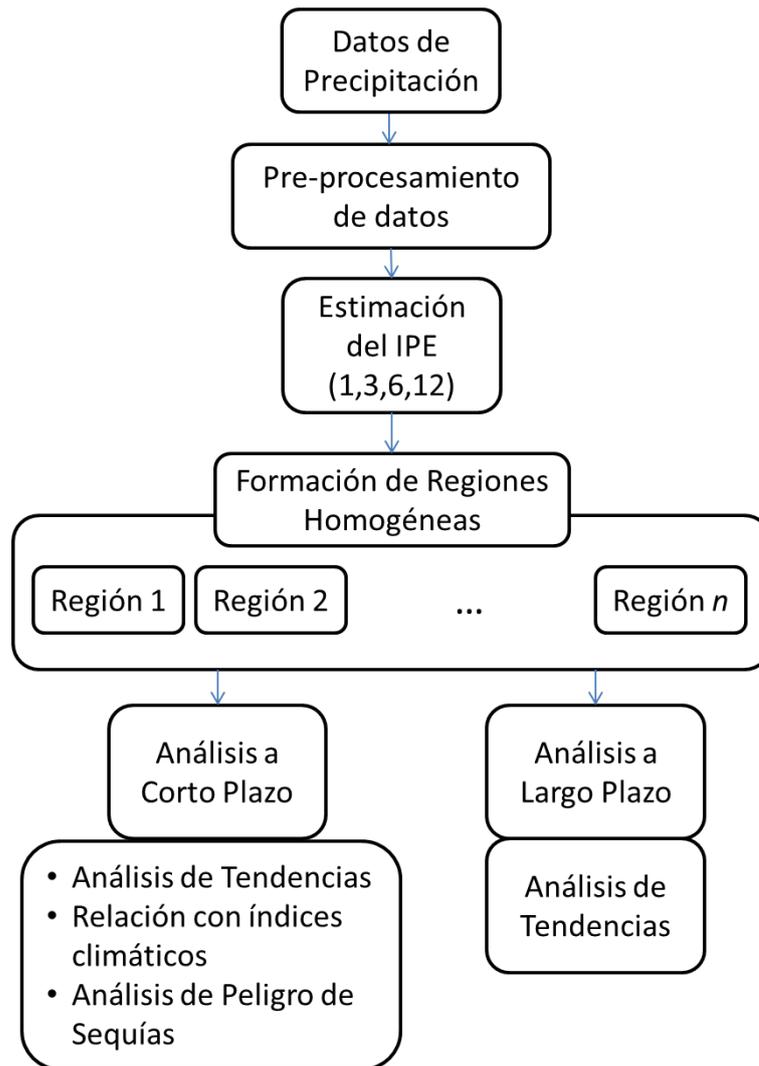
Hare, 2002); iv) El Índice Tropical del Atlántico Norte (TNA, por sus siglas en inglés) (Enfield and Mestas-Nunez, 1999); v) El Índice Tripolo para la Oscilación Interdecadal del Pacífico (TPI) (Henley et al., 2015) y vi) El Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) (Huang et al., 2015). Estos últimos cuatro índices se obtuvieron de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>).

Las dos regiones del Pacífico central más importantes para el estudio de los impactos del ENSO en las precipitaciones sobre el Perú son la región Niño 1+2 y la región 3,4, puesto que las investigaciones han evidenciado impactos diferenciados ante anomalías en estas regiones (Lagos et al., 2008). Es por esta razón que se consideró el uso de los índices océano atmosféricos que recogen las anomalías de la TSM tanto en la región 1+2 (Índice E) como en la región 3,4 (Índice C y el ONI) del ENSO.

### **3.3 Metodología**

La metodología utilizada en el presente estudio se resume en el esquema metodológico mostrado en la Figura 3.3. Para la presente investigación se eligió el IPE (Índice de Precipitación Estandarizado) para representar la sequía meteorológica, por haber sido el índice recomendado por la Organización Meteorológica Mundial para el análisis de las sequías (WMO, 2009) y por ser uno de los índices más utilizados para cuantificar la sequía meteorológica (Liu et al., 2015; Masud et al., 2015; Xu et al., 2014). A partir del IPE se realizó la regionalización para determinar las regiones homogéneas (RH) basadas en las series temporales del IPE, el análisis de tendencias, así como la determinación de las características de las sequías en términos de duración, intensidad y severidad (Santos et al., 2010).

Además, es importante mencionar que en este estudio se consideró la diferenciación entre los conceptos de sequía y aridez. Así, teniendo en cuenta que la aridez es una característica permanente del clima y está restringida a áreas con bajas precipitaciones (Wilhite, 1992), en nuestra zona de estudio se colocó una máscara que cubre la zona árida (ver Figura 3.1), representada por la zona costera del Perú, determinada en base al mapa ecológico del Perú elaborado por la Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales -ONERN (ONERN, 1976).



**Figura 3.3.** Esquema metodológico del análisis de las sequías

### 3.3.1 Pre-procesamiento de datos

#### a. Análisis Exploratorio de Datos (AED)

Las series de datos utilizados fueron sometidos a un análisis exploratorio de datos basado en el análisis visual de la consistencia de las series y la detección de datos atípicos (“outliers”), mediante el diagrama de cajas o “Boxplot”, en caso de identificarse un atípico, se realiza la comparación de los mismos con las series de datos de estaciones vecinas para determinar su validez. Si los valores atípicos encontrados no eran coherentes con los valores registrados en sus estaciones vecinas se procedió a eliminarlos, en caso contrario se mantuvieron dichos valores para los análisis posteriores.

### Diagrama de caja (Boxplot)

La regla de Boxplot es un test visual para reconocer atípicos. El rango intercuartil es incluido dentro de una caja y los intervalos de confianza de 5% y 95% son indicados con barras de error fuera de la caja. Aquellos valores que caen fuera de los intervalos de confianza son candidatos a ser atípicos (Iglewicz and Hoaglin, 1993).

Límite para el intervalo de confianza al 95%:

$$\frac{x - Q_3}{Q_3 - Q_1} > L_s \quad (8)$$

Límite para el intervalo de confianza al 5%:

$$\frac{Q_1 - x}{Q_3 - Q_1} > L_l \quad (9)$$

$$L_l = Q_1 - (Q_3 - Q_1) \cdot 1.5 \quad (10)$$

$$L_s = Q_3 + (Q_3 - Q_1) \cdot 1.5 \quad (11)$$

Donde  $L_l, L_s$  es el valor crítico en la regla de Boxplot,  $x$  es el punto fuera del límite más alto o más bajo en la regla de Boxplot y  $Q_i =$  Cuartil  $i$ -ésimo.

### b. Imputación de datos

Los datos faltantes se completaron utilizando una técnica estadística de completación espacio temporal relativamente nueva, denominada CUTOFF (Feng et al., 2014). Así, mediante el uso del CUTOFF se completaron las series mensuales de las 231 estaciones meteorológicas, para evitar errores durante el cálculo del IPE.

### Método CUTOFF

Este método utiliza tanto la información temporal como espacial para la imputación de datos. Así, supongamos que se tiene observaciones espacio-temporales mensuales incompletas en una matriz  $X$  de dimensión  $m \times n$  donde  $m$  es el número de meses y  $n$  es el número de estaciones. Sea  $x_{(i,j),k}$  la observación en el mes  $i$  en el año  $j$  en la estación  $k$ , para  $i = 1, 2, \dots, 12$ ;  $j = 1, 2, \dots, w$  y  $k = 1, 2, \dots, n$ ; y supongamos que una observación específica  $x_{(i^*, j^*), k^*}$  es dato faltante, siendo el mes  $i^*$  en el año  $j^*$  y en la estación  $k^*$  como el dato faltante (candidato) a completar. A continuación se describe los pasos para completar el dato faltante:

- Se crea una lista de estaciones de referencia (denominado  $L_{k^*}$ ) conformado por estaciones que tienen alta correlación con la estación candidata  $k^*$ ; siendo los valores de correlación mayor que un valor de correlación definido por un umbral  $r$ .
- Sea  $J_{i,k}$  el conjunto de años de referencia que no incluye el año  $j^*$  para el cual  $x_{(i,j),k}$  no es dato perdido en el mes  $i$  y estación  $k$ .
- Se estima  $\bar{R}$  [Ecuación 12] como el valor promedio de las observaciones en el mes  $i^*$  de todos los años ( $J_{i,k}$ ) y estaciones ( $L_{k^*}$ ) de referencia.  $\bar{C}$  [Ecuación 13] como el valor promedio de las observaciones en el mes  $i^*$  de todos los años de referencia ( $J_{i,k}$ ) solo de la estación candidata  $k^*$ .  $R$  [Ecuación 14] como el valor promedio de las observaciones en el mes  $i^*$  para el año  $j^*$  de las estaciones de referencia ( $L_{k^*}$ ).

$$\bar{R} = \frac{\sum_{k \in L_{k^*}} \sum_{j \in J_{i^*,k}} x_{(i^*,j),k}}{\sum_{k \in L_{k^*}} |J_{i^*,k}|} \quad (12)$$

$$\bar{C} = \frac{\sum_{j \in J_{i^*,k^*}} x_{(i^*,j),k^*}}{|J_{i^*,k^*}|} \quad (13)$$

$$R = \frac{\sum_{k \in L_{k^*}} x_{(i^*,j^*),k}}{|L_{k^*}|} \quad (14)$$

- Finalmente, se calcula el valor a completar  $\hat{x}$  que corresponde a  $x_{(i^*,j^*),k^*}$  como:

$$\hat{x}/\bar{C} = R/\bar{R} \quad (15)$$

$$\hat{x} = R(\bar{C}/\bar{R}) \quad (16)$$

Un valor del umbral  $r = 0.75$  para la formación del conjunto de estaciones que participan en la imputación de datos faltantes de una estación específica es recomendado por (Feng et al., 2014).

### 3.3.2 Estimación del IPE

El IPE fue desarrollado por Mckee *et al.* (1993) y es un índice de probabilidad que nos da una representación de los periodos secos y húmedos anómalos; cuantificando el déficit de precipitación en distintas escalas de tiempo. Se basa en el uso de series de tiempo de precipitación mensual y su correspondiente ajuste a la función de distribución de probabilidad (*Gamma* en este caso), que posteriormente es transformada en la función

normal. Producto del ajuste y la transformación, cada dato de IPE calculado representa el número de desviaciones estándar que un dato está alejado de la media muestral.

Una de las fortalezas notables del IPE es la distribución de probabilidad normalizada, de manera que tanto la sequía como la humedad pueden ser comparados entre diferentes regiones (Qin et al., 2015).

Suponiendo que  $x$  es precipitación mensual acumulada en la escala de tiempo de la investigación (1 mes, 3 meses, 6 meses, 12 meses, etc.), la cual se ajusta a una función de densidad de probabilidad  $g(x)$  como sigue:

$$g(x) = \frac{x^{\alpha-1} e^{-x/\beta}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}, x > 0 \quad (17)$$

$$\Gamma(x) = \int_0^\infty x^{\alpha-1} e^{-x} dx \quad (18)$$

Dónde  $x$  es la precipitación acumulada,  $\Gamma(x)$  es la función gamma,  $\alpha$  y  $\beta$  son los parámetros de forma y escala respectivamente, los cuales pueden ser estimados en base a los estadísticos de las series de precipitación por el método de máxima verosimilitud (Guttman, 1999) como sigue:

$$\alpha = \frac{1 + \sqrt{1 + 4A/3}}{4A} \quad (19)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (20)$$

$$A = \ln(\bar{x}) + \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (21)$$

Dónde  $n$  es la longitud de la serie de tiempo (meses). Luego la probabilidad acumulada de precipitación  $x$  en la escala de tiempo dada es expresada como:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx \quad (22)$$

Si  $t=x/\beta$ , la ecuación (22) se transforma en una función gamma incompleta:

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (23)$$

La ecuación (23) no considera la situación extrema donde la precipitación mensual acumulada  $x=0$ . Como resultado, la ecuación (23) es modificada como  $H(x)$ :

$$H(x) = q + (1-q)G(x) \quad (24)$$

Donde  $q$  es la probabilidad de  $x=0$ , es decir, la frecuencia de ocurrencia de  $x=0$  en todas las series observadas. Cuando son transformadas en la función de distribución estandarizada normal, el IPE se expresa como:

$$SPI = \begin{cases} -\left(t - \frac{c_0 + c_1 + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right), t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{H_{(x)}^2}\right)}, 0 < H_{(x)} \leq 0.5 \\ t - \frac{c_0 + c_1 + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}, t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-H_{(x)})^2}\right)}, 0.5 < H_{(x)} \leq 1 \end{cases} \quad (25)$$

Donde las constantes equivalen a:  $c_0 = 2.515517$ ,  $c_1 = 0.802853$ ,  $c_2 = 0.010328$ ,  $d_1 = 1.432788$ ,  $d_2 = 0.189269$  y  $d_3 = 0.001308$ .

El índice IPE permite determinar la intensidad del evento de sequía y los periodos de retorno del mismo (Mishra and Singh, 2011), además de otras características de las sequías definidas para el presente estudio. Solo con la finalidad de regionalizar los eventos de sequía en el Perú, se utilizó el IPE a diferentes escalas temporales (3, 6 y 12 meses) y para determinar las características de los eventos secos se consideró un umbral de  $-0.85$ , que expresa el cuantil para el 20% de probabilidad de la distribución normal estandarizada, así los valores de IPE menores a este umbral fueron considerados como parte de un evento de sequía.

### 3.3.3 Formación de regiones homogéneas

Para la formación de regiones homogéneas (RH) basadas en las series temporales del IPE, se utilizó una combinación de las técnicas del Análisis de Componentes Principales (ACP) (Hotelling, 1933) y el Análisis de Clusters (AC) (Anderberg, 1973; Everitt et al., 2011). Esta combinación de métodos se viene utilizando para mejorar la regionalización de variables climáticas (Cai et al., 2015; Razinei et al., 2008).

El ACP es una técnica multivariada que reduce la dimensionalidad de un conjunto de datos y calcula un nuevo juego de variables ortogonales denominadas componentes principales

(PCs); está basado en la estimación de los *eigenvalues* y *eigenvectors* de la ecuación característica. Para identificar los patrones espaciales de las sequías se utilizó el modo denominado *S-mode* (matriz de datos con observaciones en las filas y columnas para las estaciones) (Richman, 1986) y el método de rotación ortogonal *varimax* para conseguir patrones espaciales más estables y coherentes. Para definir el número de componentes principales a retener para la rotación se evaluó el criterio de Kaiser (Kaiser, 1960) y el *scree plot* (Cattell, 1966), según los cuales se deberían retener los primeros 37 PCs. Esta cantidad resultó excesiva dificultando un análisis objetivo de las mismas, por lo que teniendo en cuenta que los primeros componentes explican el mayor porcentaje de la variabilidad de los datos, se consideró elegir como umbral el nivel de varianza correspondiente al 75%, dando como resultado la selección de las primeras 19 PCs (ver Fig. 5a). En este estudio se utilizó la matriz de correlaciones de las series del IPE a escalas de 3, 6 y 12 meses de cada estación (denominadas variables originales en ACP) con el objetivo de comparar los resultados de la regionalización a diferentes escalas. Con fines de analizar los patrones espaciales de los PCs, los *loadings* de los primeros 9 PCs obtenidos se interpolaron (ver Fig. 5b) por el método de IDW con la finalidad de visualizar las posibles RHs, teniendo en cuenta un límite para el valor del *loading* (correlación entre cada variable original y el PC extraído) de  $r > |0.4|$  (Bettolli et al., 2010).

El ACP nos da una aproximación de las posibles RH, apreciándose alrededor de 8 regiones diferenciadas en los primeros 9 PCs (ver Figura 4.4b valores de  $r > 0.4$ ), las cuales engloban más de dos estaciones. Sin embargo, existen algunas regiones que presentan escasas estaciones y poca coherencia espacial. En ese sentido, se aplicó el análisis de cluster jerárquico a los *loadings* de los 19 PCs (PCs que explican hasta el 75% la varianza) utilizando el método de *Ward* (Ward, 1963); esto en concordancia con la metodología aplicada por Santos *et al.* (2011) y Yoo *et al.* (2012). Dada la variedad de resultados que arrojaron los criterios para definir un número óptimo de grupos (Everitt et al., 2011), en el análisis de cluster se tuvo en cuenta las 8 regiones mejor diferenciadas espacialmente por los PCs y el criterio de coherencia espacial (vecindad de estaciones) para definir el número de grupos a mantener.

Para delimitar las regiones homogéneas establecidas en base a la combinación de los métodos utilizados, se utilizaron los polígonos de Thiessen (Thiessen, 1911) para definir el área de influencia de cada estación (Vicente-Serrano et al., 2004) y se agruparon las

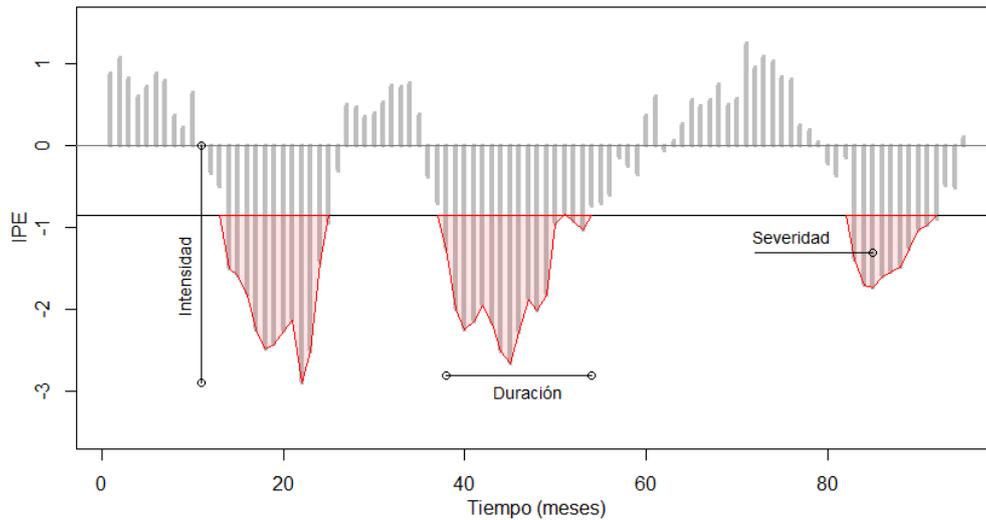
estaciones pertenecientes a una misma región, utilizando para esto el software QGIS (QGIS Development Team, 2016). Adicionalmente, se agregó una máscara que cubre las zonas del país que no tienen estaciones, especialmente localizadas en la VA, para evitar generalizar la regionalización a zonas dónde no se dispone de datos.

Finalmente, se procedió a estimar los IPE promedio por cada RH, a fin de facilitar los análisis posteriores del presente estudio, para ello se promediaron las series de precipitación de todas las estaciones pertenecientes a una misma RH y en base a esta serie promedio se calculó el IPE para las diferentes escalas de tiempo (1, 3 y 12 meses).

### **3.3.4 Análisis a corto plazo**

Se analizaron las sequías en base a la identificación de los eventos secos de las series de IPE promedio por cada RH a corto plazo (IPE-3) y se caracterizaron las sequías en términos de su duración, intensidad y severidad (Santos et al., 2010).

Para definir los eventos secos se utilizó un nivel de umbral fijo, que no varíe en espacio ni tiempo y se aplicó a las series de IPE de cada RH. El umbral definido fue de -0.84, que expresa el cuantil para el 20% de probabilidad de la distribución normal estandarizada, por lo que se clasifica un evento de sequía cuando el IPE está debajo de este umbral, como se muestra en la Figura 3.4. Basado en este umbral se determinaron eventos de sequía clasificados en términos de su duración, severidad e intensidad. La duración se definió como el periodo de tiempo consecutivo e ininterrumpido con valores de IPE por debajo del umbral (meses), la severidad se definió como la suma de los déficits de un evento de sequía y la intensidad se definió como el valor más bajo del IPE durante un evento de sequía.



**Figura 3.4.** Características de las sequías

### 3.3.4.1 Análisis de tendencias

Se analizaron las tendencias de las sequías a corto plazo basadas en las series de IPE para cada RH a una escala de 3 meses, para lo cual se estimaron las medias móviles de estas series, considerando una ventana móvil de 24 meses, a fin de reducir el ruido de las muestras. Luego, se estimaron las tendencias utilizando el test de Mann-Kendall (Kendall, 1975a; Mann, 1945) por ser este estadístico más robusto que los test paramétricos.

Asimismo, se evaluaron las tendencias de las características de las sequías en cada RH a corto plazo (duración, intensidad y severidad), las cuales fueron estimadas utilizando el test de Mann-Kendall (Kendall, 1975a; Mann, 1945), definiéndose como significativas las tendencias con  $p\text{-valor} < 0.05$ , para este estudio.

Complementariamente, se evaluaron las variaciones decadales del número total de meses bajo condiciones de sequía por cada RH.

#### Test de Mann-Kendall

La prueba de MK, también llamada prueba de Kendall tau por (Mann, 1945) y (Kendall, 1975b), es la prueba no paramétrica basada en el rango para evaluar la importancia de una tendencia. La hipótesis nula  $H_0$ : No existe una tendencia en la serie  $\{X_i, i = 1, 2, \dots, n\}$ . La hipótesis alternativa es  $H_a$ : Hay una tendencia en la serie.

El estadístico  $S$  de Tau de Kendall se define como sigue:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (26)$$

Donde  $X_j$  son los valores de datos secuenciales,  $n$  es la longitud del conjunto de datos, y:

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \theta > 0 \\ 0 & \text{si } \theta = 0 \\ -1 & \text{si } \theta < 0 \end{cases} \quad (27)$$

Para  $n \geq 8$ , la estadística  $S$  es aproximadamente normal distribuido con la media y la varianza de la siguiente manera:

$$E(S) = 0 \quad (28)$$

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{m=1}^n t_m m(m-1)(2m+5)}{18} \quad (29)$$

Donde  $t_m$  es el número de vínculos de grado  $m$ . La prueba estadística estandarizada  $Z$  se calcula:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (30)$$

El valor de probabilidad  $P$  de la estadística  $S$  de MK para datos de la muestra se puede estimar usando la función de distribución acumulativa normal como:

$$P = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^Z e^{-t^2/2} dt \quad (31)$$

### 3.3.4.2 Relación con índices climáticos

Con el objetivo de probar la posible relación de los mecanismos océano-atmosféricos globales sobre las sequías en cada RH producto de las teleconexiones océano-atmosféricas, se evaluó la correlación de seis índices climáticos (C, E, PDO, SOI, TNA y TPI) con las series de IPE-1 de cada RH. Esta escala temporal es utilizada debido a que los índices climáticos utilizados en el presente estudio están disponibles a nivel mensual. Para evaluar

la significancia estadística de las correlaciones se utilizó el coeficiente de correlación de Spearman (Spearman, 1904).

### 3.3.4.3 Análisis de peligro de sequías

Siendo el ENSO la señal climática dominante en la tierra (McPhaden et al., 2006), que involucra la fluctuación de la TSM en el Pacífico Ecuatorial y al haberse evidenciado la fuerte influencia del ENSO en las precipitaciones de la región Andina y Amazónica del Perú (Espinoza et al., 2013; Lagos et al., 2008; Lavado-Casimiro and Espinoza, 2014), se infiere que el ENSO es un modulador crucial de las condiciones de sequías en el Perú. Para evaluar esta hipótesis y determinar la influencia del ENSO en las RHs, se utilizó un enfoque no paramétrico de Kernel (Bowman and Azzalini, 1997; Li et al., 2015) para determinar el peligro de sequías bajo diferentes condiciones del ENSO. En este sentido, se empleó el ratio de probabilidad de sequía ( $IPE \leq -0.84$ ) bajo condiciones ENSO respecto a todas las demás condiciones (ecuación 32).

$$Peligro\ de\ Sequía = \frac{P(IPE \leq -0.84|_{ENSO})}{P(IPE \leq -0.84)} \quad (32)$$

Para este análisis, se utilizaron los índices E, C y ONI; los dos primeros índices representan las condiciones a escala mensual de la TSM del pacífico ecuatorial en la zona 1,2 (frente a la costa norte del Perú) y 3.4 (pacífico ecuatorial central) respectivamente; mientras que el tercer índice representa las condiciones de la TSM del pacífico ecuatorial en la zona 3.4 a una escala trimestral.

Se tuvo en cuenta cuatro rangos para los valores de estos índices, delimitados por el valor de una desviación estándar de cada índice (*std*), de manera que los rangos de evaluación fueron:  $\acute{I}ndice < -std$ ,  $-std \leq \acute{I}ndice < 0$ ,  $0 \leq \acute{I}ndice < std$  e  $\acute{I}ndice \geq std$ ; esto con la finalidad de diferenciar el peligro de sequías bajo anomalías débiles y fuertes del ENSO (positivas (EN) como negativas (LN)) que están ya caracterizadas en la definición de los índices E, C y ONI. Se utilizaron las series de IPE a la misma escala de los índices climáticos (IPE-1 para E y C; y IPE-3 para ONI).

Los valores de peligro de sequías mayores (menores) que 1.0 indica un peligro mayor (menor) de lo normal. Así, cuanto más se aleja el peligro de 1.0 (entre 0 y  $+\infty$ ), es mayor la probabilidad de sequía.

### **3.3.5 Análisis a largo plazo**

Se analizaron las sequías en base a la identificación de los eventos secos en las series de IPE de cada RH a largo plazo (IPE-12) y se caracterizaron las sequías en términos de duración, intensidad y severidad (Santos et al., 2010), bajo el mismo concepto del análisis de las sequías a corto plazo del presente estudio.

Adicionalmente, se realizó el análisis de tendencias de las series del IPE de cada RH a la escala de 12 meses, considerando la media móvil con una ventana de 24 meses. Esto se complementa con el análisis de tendencias de las características de las sequías a largo plazo.

## **IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

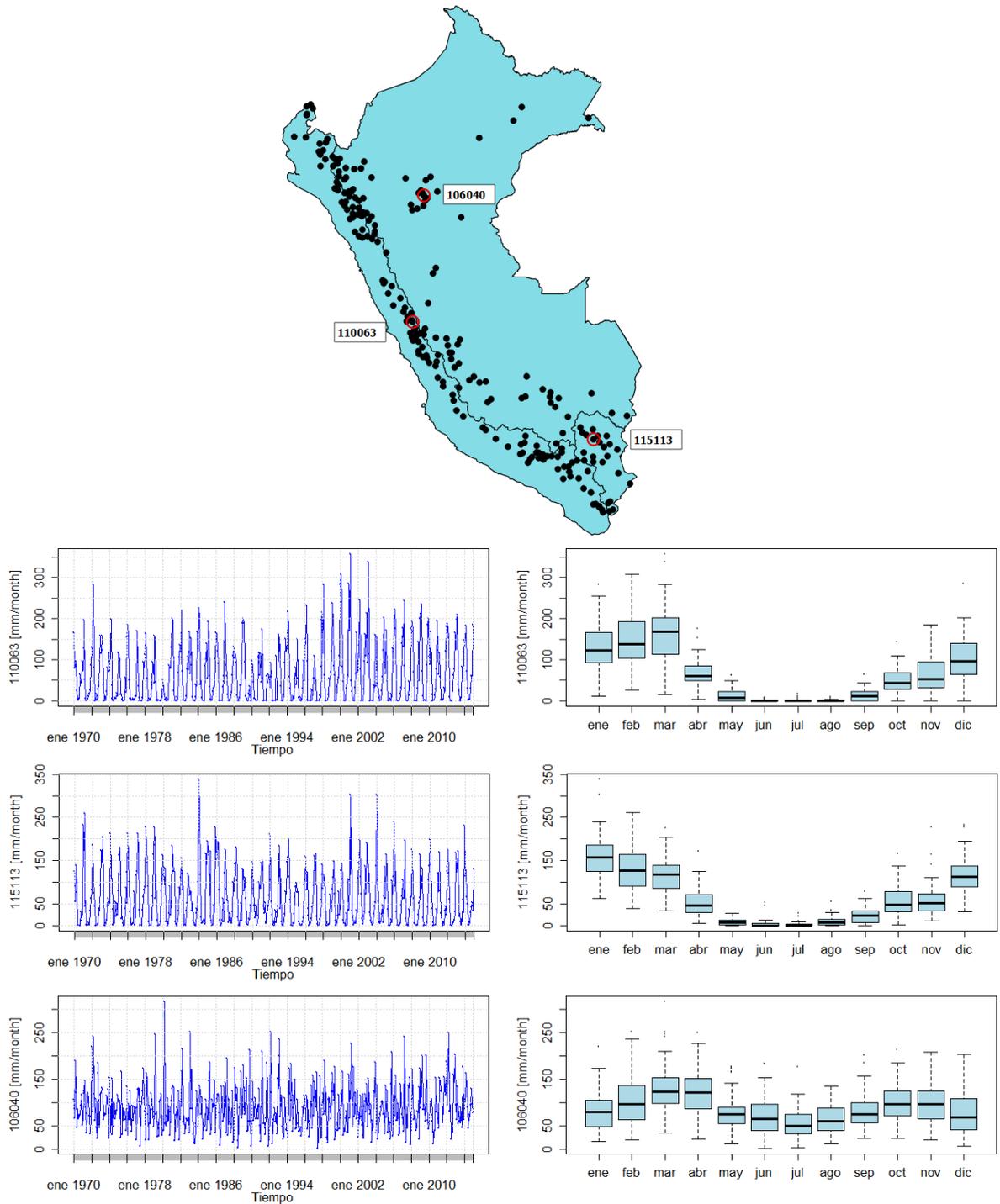
### **4.1 Pre-procesamiento de datos**

Para el pre-procesamiento de datos, en el presente estudio se partió de 890 estaciones correspondientes a la red de estaciones convencionales del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. Luego de aplicar el criterio del 15% máximo de data faltante en todo el registro de precipitación mensual, el número de estaciones se redujo a 250 estaciones que cumplían con el criterio mencionado, por lo que los análisis posteriores se realizaron solo con dichas estaciones. Asimismo, el análisis visual de las series de precipitación mensual permitió descartar algunas series que presentaron una evidente inconsistencia en los datos y/o quiebres evidentes, por lo que finalmente quedaron 234 estaciones para el análisis de las características de las sequías.

Los valores atípicos se identificaron mediante las gráficas de Boxplot que se realizaron por cada estación, de esta manera, los puntos fuera de las cajas representaron los valores atípicos para cada mes. Cada valor atípico fue validado comparándolo con los valores encontrados en las estaciones vecinas. De esta manera, los valores atípicos identificados en su mayoría correspondieron a los periodos de influencia del ENSO en la costa norte del Perú (años 1983 y 1998), por lo que se conservaron estos datos. Asimismo, los valores atípicos que no se pudieron validar fueron eliminados de las series temporales para ser completados en el procedimiento posterior de imputación de datos. La Figura 4.1 muestra las gráficas de Boxplot elaboradas a nivel mensual para 3 series de datos elegidos de manera aleatoria, correspondientes a las 3 vertientes hidrográficas del Perú. Asimismo, es posible apreciar la estacionalidad de las series en las tres vertientes, con un particular comportamiento bimodal en la serie correspondiente a la Vertiente del Amazonas.

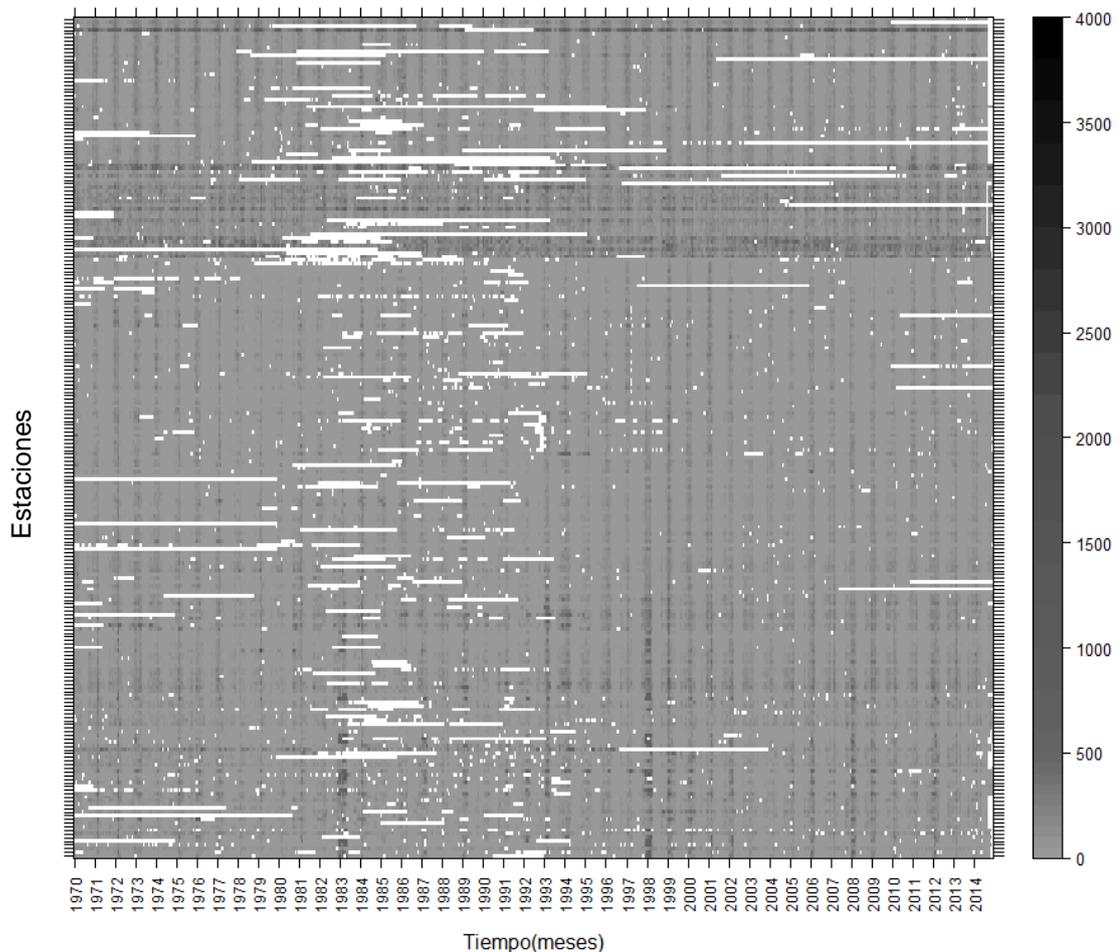
Posterior al AED se realizó la imputación de datos faltantes mediante el método de CUTOFF, el cual fue detallado en la metodología del presente estudio. La Figura 4.2 muestra en color blanco los periodos con datos faltantes identificados en las series de tiempo evaluadas, observándose que algunas estaciones presentan periodos continuos de

varios años sin datos, asimismo, es posible diferenciar las estaciones de la Amazonía en color gris oscuro debido a la mayor magnitud de sus precipitaciones. Por otro lado, la Figura 4.2 también permite apreciar que el periodo con mayor cantidad de datos faltantes en la red de estaciones del SENAMHI fue la década de 1981-1991.

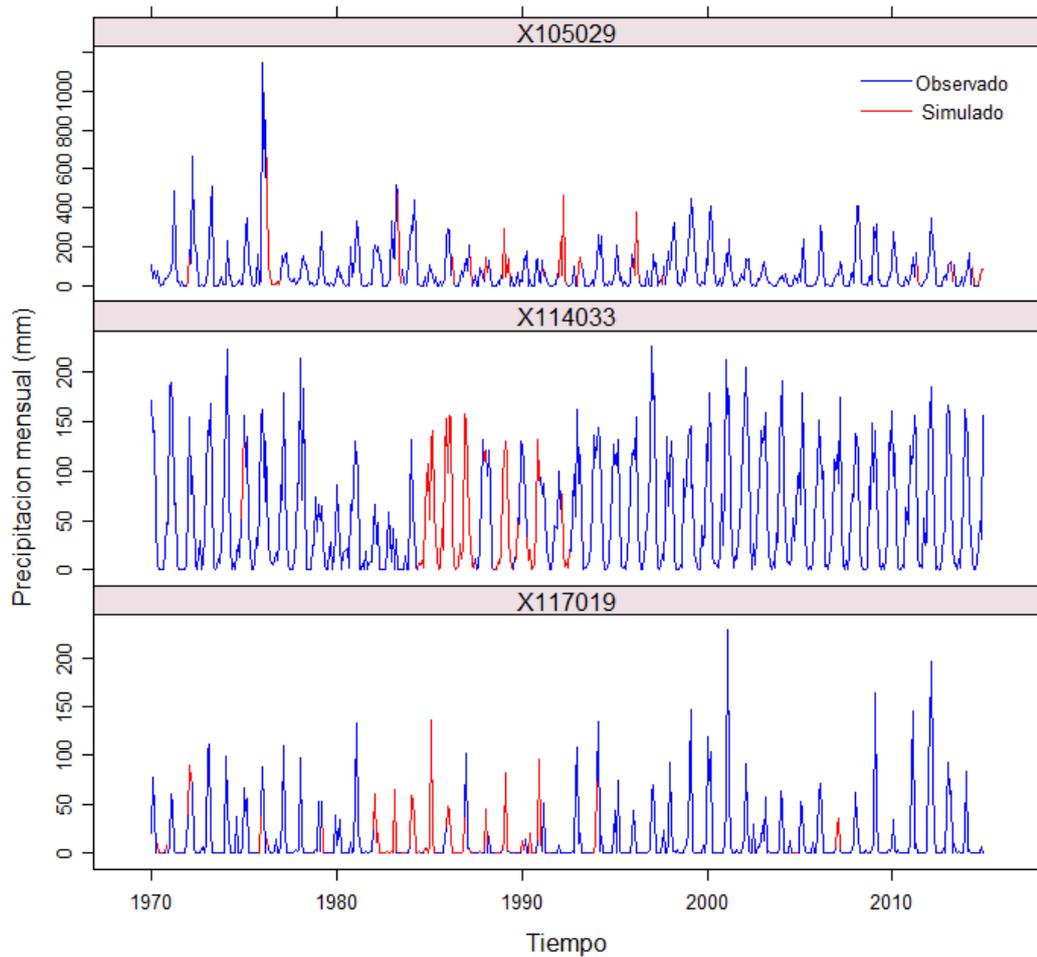


**Figura 4.1.** Series de precipitación por vertiente hidrográfica

La imputación de datos con el método de CUTOFF ofreció resultados aceptables, como se muestra en la Figura 4.3, en la cual se aprecian los valores completados en color rojo y que éstos logran representar la variabilidad y magnitud de las precipitaciones característica de cada estación. Así, se completaron las 234 estaciones con datos faltantes, para asegurar una correcta estimación del IPE. Finalmente, se realizó la revisión visual de las series completadas para poder verificar la idoneidad de la imputación de los datos faltantes, eliminándose 3 estaciones por la inconsistencia en la imputación debido principalmente a la escasez de estaciones cercanas con datos completos en el mismo periodo. Por lo que, luego del pre-procesamiento de datos, finalmente quedaron 231 estaciones para realizar el análisis de las características de las sequías. Por ende, podemos afirmar que el método de CUTOFF es una buena alternativa para la imputación de datos de precipitación en las estaciones meteorológicas del Perú.



**Figura 4.2.** Datos faltantes en las series de precipitación. La intensidad del color gris indica un mayor valor de la precipitación y el color blanco muestra los periodos con data faltante.



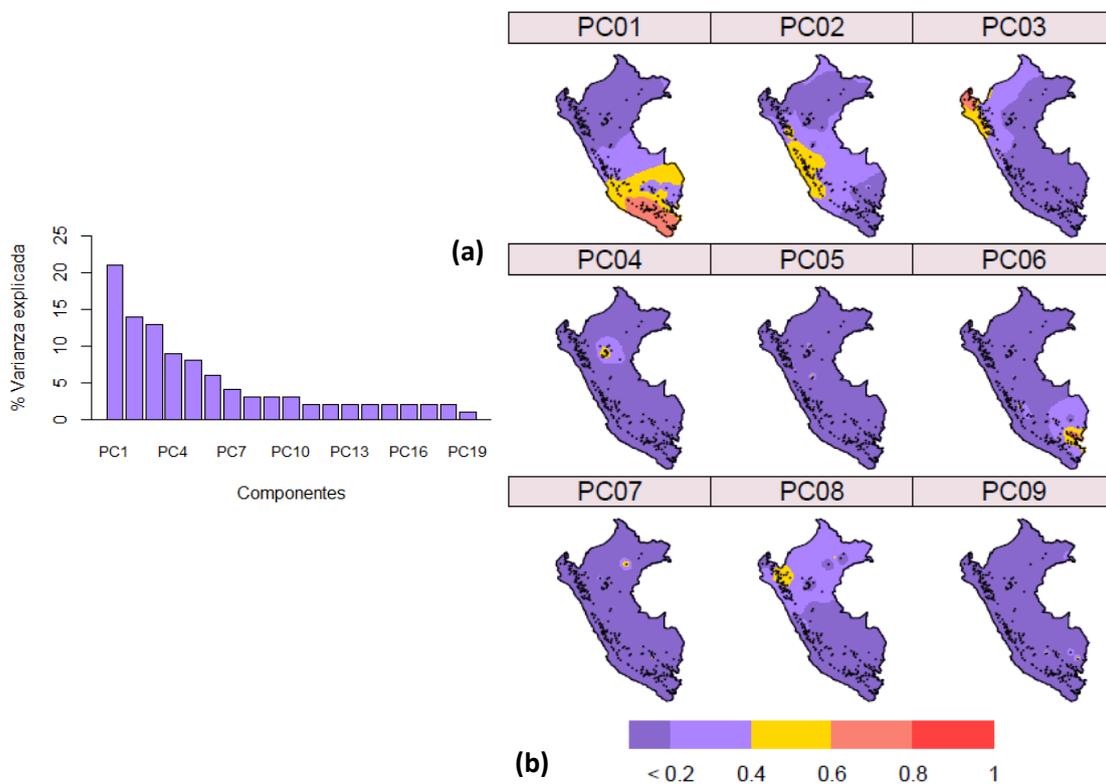
**Figura 4.3.** Series de datos completados de 3 estaciones escogidas aleatoriamente.

#### 4.2 Regiones homogéneas

Para la regionalización de sequías se utilizaron las series de IPE a diferentes escalas temporales. Sin embargo, la regionalización basada en el IPE-12 muestra una mayor incertidumbre espacial comparada con el IPE-3 y IPE-6. Esto, se debe a que el comportamiento temporal de las sequías es espacialmente más complejo cuando se incrementa la escala de tiempo del IPE, por lo que a escalas de tiempo cortas se producen patrones diferenciables espaciales más claros de las sequías (Vicente-Serrano, 2006). Así, en este estudio se utilizó el IPE-6 para determinar las RHs ya que al comparar con el IPE-3 se encontró la misma clasificación regional.

El ACP aplicado a las series de IPE-6 identificó 19 PCs, de los cuales se seleccionaron solo los primeros 9 PCs para poder visualizar las posibles regiones y se graficaron sus respectivos *loadings*, con el propósito de visualizar los patrones espaciales; teniendo en

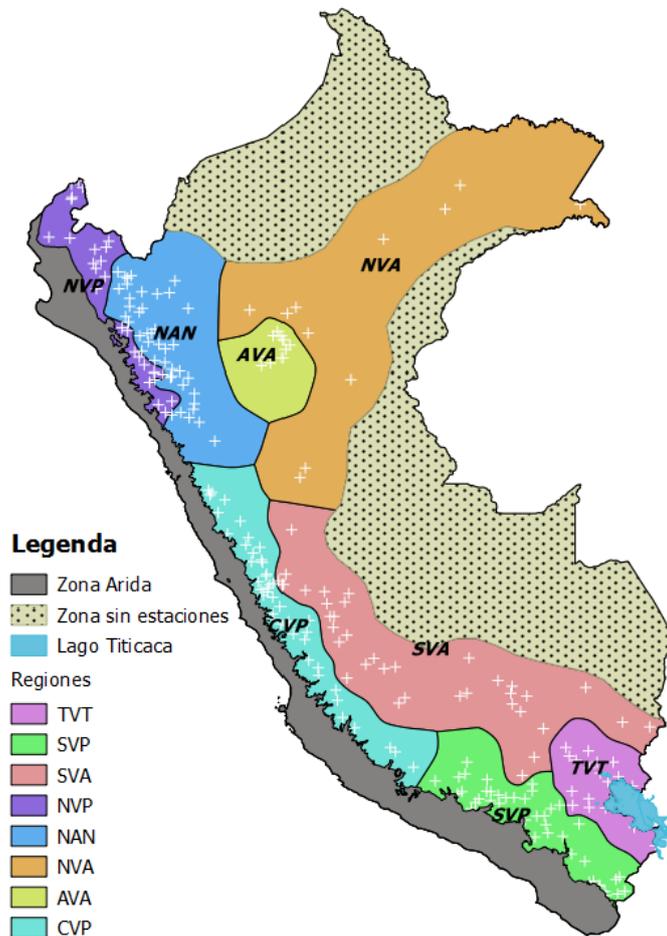
cuenta que altos valores de los *loadings* indican buenas correlaciones entre las estaciones y los PCs (Figura 4.4). Así, el primer componente principal (PC01) explica el 21% de la varianza y espacialmente está fuertemente correlacionado con las estaciones ubicadas en el sur de la VP del Perú, abarcando un área considerable de la superficie del Perú; el PC02 explica el 14% de la varianza y está fuertemente correlacionado con las estaciones ubicadas en la zona central de la VP; el PC03 explica el 13% de la varianza y está más correlacionado con las estaciones ubicadas en la zona norte de la VP; mientras que, las demás PCs explican un menor porcentaje de varianza y algunos producen patrones espaciales de difícil interpretación (Ver Figura 4.4).



**Figura 4.4.** a) Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal. b) Distribución espacial de los loadings de los componentes principales de las series de IPE-6.

Dado que los patrones espaciales delimitados en el ACP no fueron muy claros y muestran algunas áreas homogéneas con muy pocas estaciones, se consideró que esta regionalización previa necesitaba ser refinada y se procedió a complementarlo utilizando el método de cluster *Ward* basado en los *loadings* de los primeros 19 PCs (componentes que explican el 75% de la varianza). El análisis de *cluster* definió mejor las estaciones que pertenecían a un mismo grupo y como resultado se establecieron 8 RH bien diferenciadas espacialmente.

Dichas RHs delimitadas mediante la agregación de los polígonos de Thiesen que los contenían se muestran en la Figura 4.5.



**Figura 4.5.** Mapa de las 8 regiones homogéneas en términos de la variabilidad de las sequías en el Perú, estimado en base al IPE-6.

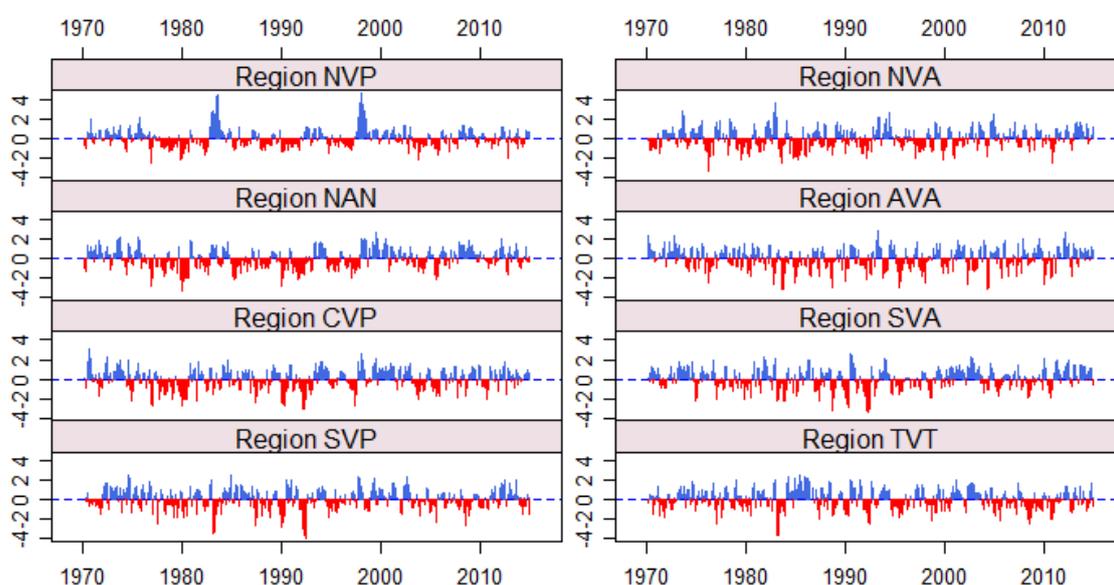
Las regiones definidas fueron denominadas: Norte de la Vertiente del Pacífico (NVP), Centro de la Vertiente del Pacífico (CVP), Sur de la Vertiente del Pacífico (SVP), Norte de los Andes (NAN), Sur de la Vertiente del Amazonas (SVA), Toda la Vertiente del Lago Titicaca (TVT), Alta Vertiente del Amazonas (AVA) y Norte de la Vertiente del Amazonas (NVA) (Ver Figura 4.5). Esta regionalización es espacialmente coherente con la distribución de la precipitación en el Perú mostrada en la Figura 3.2. La división de las RH de norte a sur es debida a la influencia de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), la zona de convergencia del atlántico sur (SACZ) al este del Perú, y al ENSO al oeste del Perú (Espinoza et al., 2009; Lagos et al., 2008; Lavado Casimiro et al., 2012). Mientras, la segmentación de este a oeste es debida a la presencia de la cordillera de los

Andes, que divide las vertientes del Perú. Además se observa que la VT conforma una única región homogénea en términos de sequías, lo cual sería similar a lo encontrado por (Fernández-Palomino and Lavado-Casimiro, 2016) en su análisis de precipitaciones extremas máximas.

Finalmente, en la zona norte de la VA, en la transición entre la cordillera de los Andes y la amazonia, se pudo identificar una región de menor tamaño - AVA , con un comportamiento de las sequías diferente a las estaciones de su alrededor, lo que se explica debido a la presencia de un régimen bimodal en esta zona (Molina et al., 2011) similar al encontrado en la cuenca amazónica ecuatoriana (Laraque et al., 2007). La identificación de la región AVA nos da indicios de la variabilidad presente en las precipitaciones en la VA, la cual, en el caso del Perú, resulta difícil de estudiar debido a las escasas estaciones pluviométricas en la zona.

### 4.3 Sequías de corto plazo

Para el análisis de las sequías a corto plazo, se determinaron las series de IPE-3 regionales en cada una de las RH, obteniéndose las series mostradas en la Fig. 4.6. Donde, es posible apreciar claramente la influencia del ENSO en el incremento de las precipitaciones muy por encima de lo normal en la región NVP, los años 1983 y 1998, además de la alternancia temporal entre periodos húmedos y secos en todas las RH, resaltando la fuerte variabilidad de la AVA, en comparación con las demás RH.



**Figura 4.6.** Series de IPE-3 para las 8 regiones homogéneas

Asimismo, se pudieron identificar los eventos de sequía más extremos en el periodo de 1970-2014 para cada RH, describiéndose los 6 eventos más grandes basados en su intensidad en la Tabla 1. Así, encontramos que la sequía más intensa en los últimos 45 años se presentó de diciembre de 1991 a junio de 1992, con una intensidad de 4 veces la desviación estándar de los datos y una duración de 7 meses, abarcando 5 de las RH identificadas en el presente estudio, localizadas en el centro y sur de Perú (NAN, SVA, CVP, TVT, SVP). La segunda sequía más intensa corresponde al periodo enero a mayo de 1983, con una intensidad máxima de 3.7 veces la desviación estándar de los datos y una duración de 5 meses, cubriendo principalmente las regiones del sur de Perú (SVA, TVT, SVP); este evento de sequía está directamente relacionado al evento ENSO del mismo año, lo que nos da una idea de la magnitud de los impactos del ENSO en las sequías en el sur del Perú. Por otro lado, también se aprecia que el evento de sequía con mayor extensión fue el correspondiente al periodo de noviembre de 1989 a mayo de 1990, afectando a 6 de las 8 RH identificadas en este estudio (NVP, NAN, CVP, SVA, TVT, SVP). Además resalta el hecho de que SVA y TVT fueron impactadas por las 6 sequías más intensas.

**Tabla 1.** Top de los 6 eventos de sequía más intensos en Perú

Fecha	Intensidad	Mayor duración (meses)	Regiones afectadas
12/1991 - 06/1992	-3.99	7	NAN, SVA,CVP,TVT,SVP
01/1983 - 05/1983	-3.71	5	SVA,TVT,SVP
11/1989 - 05/1990	-2.88	7	NVP,NAN,CVP,SVA,TVT,SVP
09/1976 - 01/1977	-2.72	4	NVP,NAN,CVP,SVA,TVT
05/2008 - 07/2008	-2.60	3	SVA,TVT,SVP
08/2010 -12/2010	-2.50	5	AVA,NVA,SVA,TVT

Adicionalmente, las características estadísticas de los eventos de sequías a corto plazo (1970-2014) en las RH, se resumen en la Tabla 2. Se identificó un mayor *número de eventos* secos en las regiones AVA y TVT; mientras que el menor número de eventos secos se dio en la región NVP. En relación a la *duración* de las sequías, en promedio están entre 2 y 3 meses en todas las regiones y duraciones máximas de hasta 11 meses se presentaron en CVP, NAN y NVA. En relación a la *severidad*, se identificó una mayor severidad promedio en CVP, SVA y NVA, con una mayor variabilidad en CVP. Por otro lado, NVP, TVT y SVP localizados en la VT y en el norte y sur de la VP son las que presentan menor severidad. En relación a la *Intensidad*, AVA y SVP son las que

presentaron una mayor intensidad con baja variabilidad mientras que NVP y NAN presentaron las menores intensidades.

**Tabla 2.** Características de las sequías a corto plazo (IPE-3) por región homogénea

Región	N° de estaciones	N° de eventos secos	Duración			Severidad			Intensidad		
			Prom. (meses)	Max (meses)	Var.	Prom. (meses)	Max (meses)	Var.	Prom.	Max.	Var. (meses)
<b>Región NVP</b>	25	33	2.3	7	3.10	2.7	10.4	5.5	-1.3	-2.4	0.17
<b>Región CVP</b>	44	44	2.4	11	5.27	3.7	19.5	18.8	-1.5	-3.0	0.37
<b>Región SVP</b>	42	44	2.1	8	2.53	3.1	18.7	13.3	-1.6	-4.0	0.47
<b>Región NAN</b>	44	46	2.2	11	5.29	3.1	21.6	16.9	-1.4	-3.2	0.30
<b>Región SVA</b>	36	43	2.4	7	2.91	3.6	18.6	14.5	-1.5	-3.3	0.38
<b>Región TVT</b>	19	47	2.1	9	3.42	3.0	13.4	9.5	-1.5	-3.7	0.29
<b>Región AVA</b>	11	51	2.1	7	1.93	3.2	11.3	7.5	-1.6	-3.2	0.43
<b>Región NVA</b>	10	44	2.5	11	3.65	3.3	16.8	8.8	-1.5	-3.4	0.28

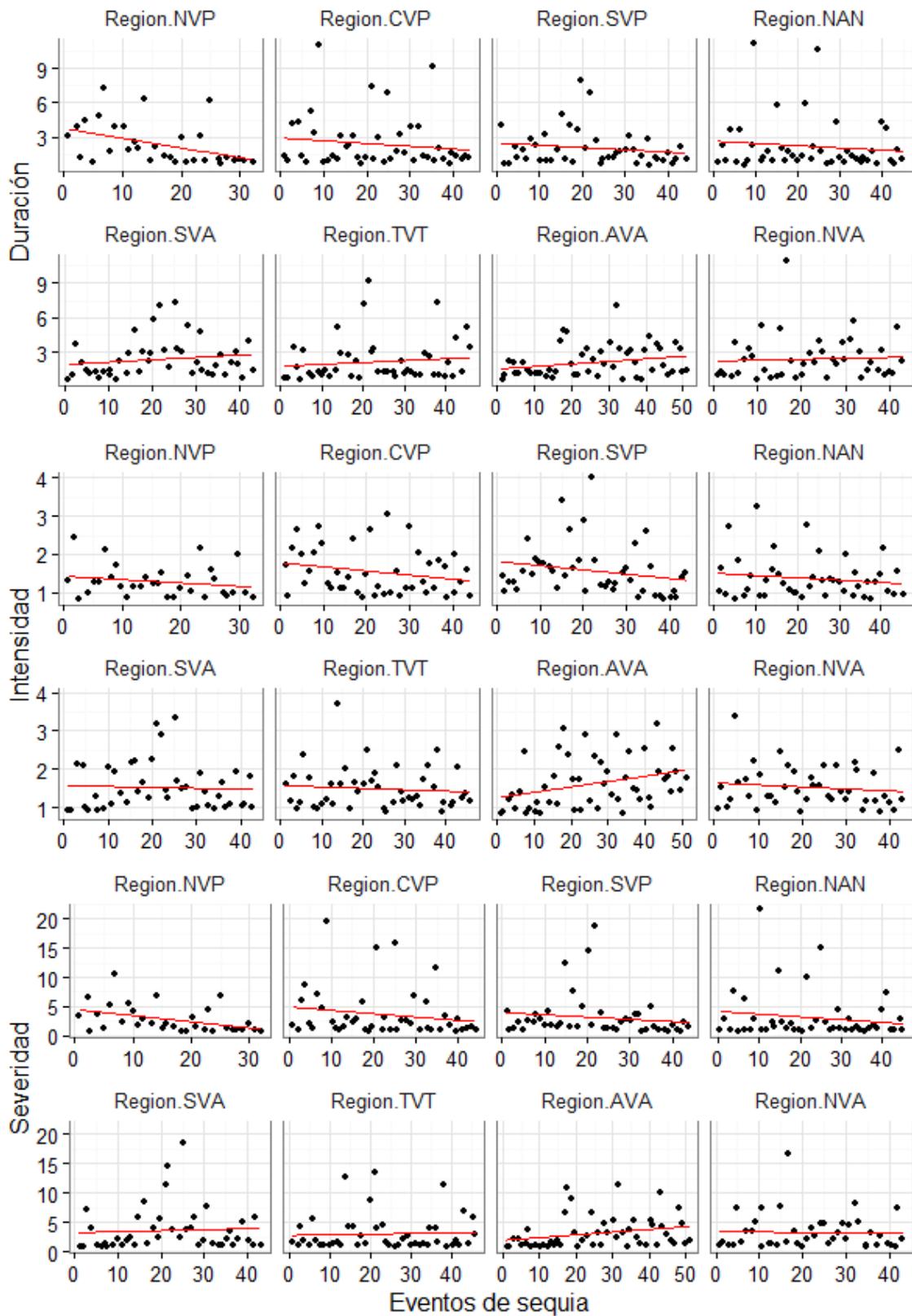
### 4.3.1 Tendencias

El análisis de las tendencias de las series de IPE-3 para cada RH es descrito en esta sección. Así, solo las regiones con tendencias significativas al 95% de confianza serán descritas. Los resultados (Tabla 3) para las series de IPE-3 evidencian una tendencia negativa en TVT, mientras que las regiones NAN y NVA evidencian tendencia positiva.

**Tabla 3.** Tendencias de las características de las sequías a corto y largo plazo. Las celdas azules (rojas) representan las tendencias positivas (negativas).

	NVP	CVP	SVP	NAN	SVA	TVT	AVA	NVA
<i>Sequías a corto plazo (IPE-3)</i>								
IPE-3								
Duración								
Intensidad								
Severidad								
<i>Sequías a largo plazo (IPE-12)</i>								
IPE-12								
Duración								
Intensidad								
Severidad								

En relación a la *duración* de los eventos de sequía, la única que presenta una tendencia negativa es la región NVP. Sin embargo, los datos muestran tendencias no significativas al incremento de la duración (Figura 4.7) en SVA, TVT y AVA mientras que las regiones CVP, SVP, NAN y NVA presentan una señal inversa (disminución).

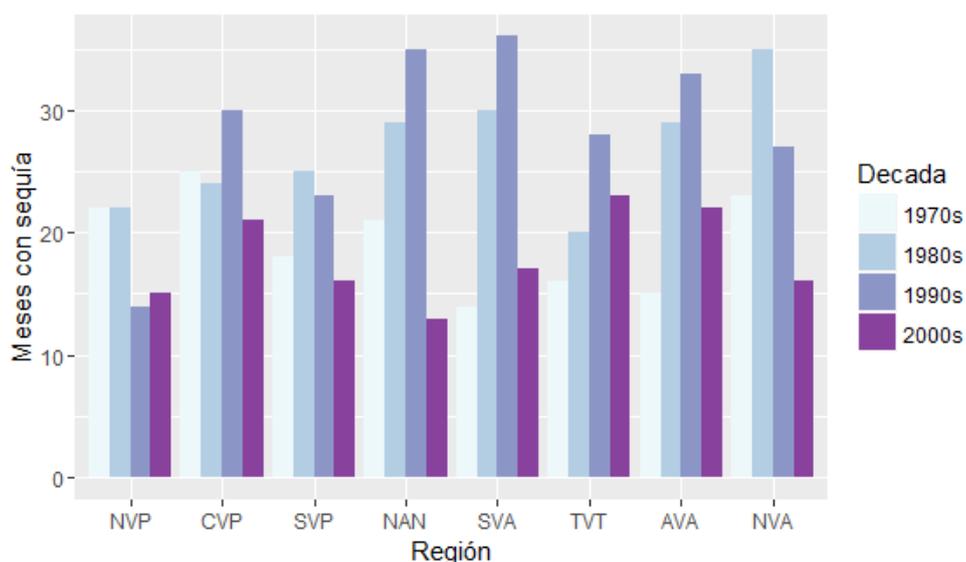


**Figura 4.7.** Tendencias de la Duración, Intensidad y Severidad de las sequías por RH.

En relación a la *intensidad*, se evidenció un incremento en SVP, representada por una tendencia negativa debido a que se consideraron valores negativos de la intensidad, mientras que, la AVA muestra una reducción significativa de la intensidad de las sequías.

En términos de *severidad*, se evidencia tendencia negativa significativa en la región NVP y tendencia positiva significativa en la región AVA.

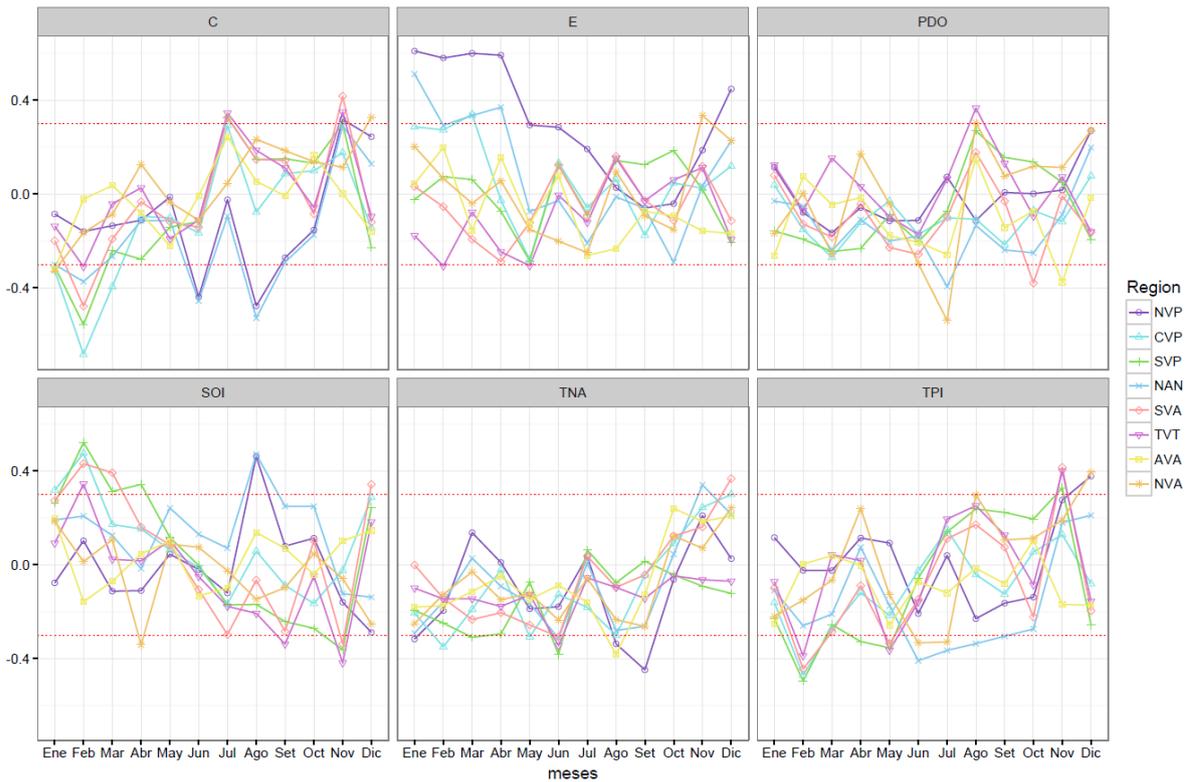
En relación a la variación del número de meses bajo sequías a nivel decadal considerando el período 1970-2010 (ver Figura 4.8), se pudo identificar en la mayoría de las RH que la década de los 90's fue la que presentó el mayor número de meses bajo condiciones de sequía, a excepción de las regiones NVP, SVP y NVA, en las cuales el mayor periodo de sequías fue en la década de los 80's. Asimismo, existe una evidente reducción de los meses bajo condiciones de sequías en la década de los años 2000 en casi la totalidad de las regiones, en comparación con las dos décadas anteriores.



**Figura 4.8.** Variación del número total de meses bajo sequía por década

#### 4.3.2 Relación de las sequías con índices climáticos

Para fines de la presente sección, se describe la correlación de las series de IPE-1 con los índices climáticos mensuales en cada RH, que presentan significancia al 95% de confianza (Figura 4.9). Los coeficientes de correlación entre el índice C y el IPE-1 muestran una fuerte correlación negativa en febrero en CVP, SVP, SVA and NAN; además de correlación positiva en noviembre en las RH: SVA y TVT.



**Figura 4.9.** Correlación del IPE-1 con los índices climáticos a nivel mensual por RH

Las correlaciones con el Índice E muestran correlación positiva con el IPE-1 en NVP durante los meses de diciembre a abril y correlación positiva con NAN durante los meses de enero a abril, revelando la fuerte relación entre las anomalías en la TSM en la zona 1+2 con las precipitaciones de las RH del noroeste del Perú.

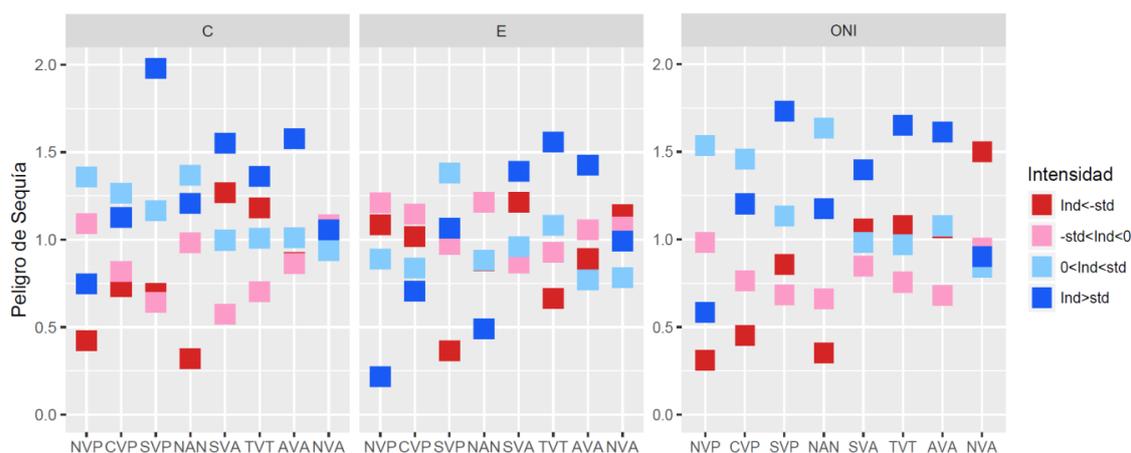
Las correlaciones con la PDO muestran correlaciones negativas con las regiones SVA y AVA durante los meses de octubre y noviembre, respectivamente, además de correlación negativa con la NVA en el mes de julio.

Las correlaciones con el SOI, muestran correlaciones positivas en el mes de febrero con las regiones correspondientes al centro y sur del Perú: SVP, CVP, SVA and TVT, asimismo, se muestra correlación positiva con SVA en diciembre, opuesto a las correlaciones negativas con TVT y SVP en noviembre, además se identificaron correlaciones positivas con las regiones NVP y NAN en agosto, pero éstas últimas son poco relevantes debido a que durante agosto la precipitación es casi nula en dichas regiones.

Las correlaciones con la TNA, muestran correlación negativa con la región NVP en septiembre, correlación positiva con NAN en noviembre y correlación positiva con la SVA en diciembre. Finalmente, las correlaciones con la TPI muestran relaciones muy similares a las del índice C, con correlaciones negativas en febrero en el sur del Perú: SVP, SVA y TVT, correlaciones positivas con SVA and TVT en noviembre y correlaciones positivas con NVP and NVA en diciembre.

### 4.3.3 Peligro de sequías durante El ENSO

Los resultados de la evaluación del Peligro de Sequías (DH, por sus siglas en inglés) en condiciones de el ENSO, a escala mensual con los índices océano-atmosféricos E y C y a escala trimestral con el índice ONI se muestran en la [Figura 4.10](#). A escala mensual se encontraron algunas señales muy claras de la relación del E y C con el peligro de sequías en algunas RH. Sin embargo, en otros casos las señales no son claras.



**Figura 4.10.** Peligro de Sequía por región bajo condiciones del ENSO para 1 y 3 meses. Ind (valor del índice E, C u ONI), std (equivale a una desviación estándar de la serie del índice).

En el caso de la influencia del índice E, cuando este presenta anomalía positiva fuerte ( $> 1$  std) el peligro de sequías es mayor de lo normal ( $DH > 1.0$ ) en SVA, TVT and AVA y menor de lo normal en el noroeste del Perú: NVP, CVP and NAN. Sin embargo, cuando la anomalía es fuertemente negativa ( $< -std$ ) el peligro de sequía se reduce por debajo de lo normal ( $DH < 1.0$ ) en el sur del Perú: SVP y TVT. Así, TVT es la que presenta mayor influencia en términos de peligro de sequía por las variaciones del índice E, lo cual hace que el índice E sea un buen predictor del peligro de sequía en esta RH; además, teniendo en cuenta que el índice E está fuertemente correlacionado con las anomalías de TSM en la

zona 1+2 del ENSO, se deduce la fuerte influencia del denominado “Niño Costero” sobre el peligro de sequías en TVT. Además, resalta la fuerte reducción del peligro de sequías en NVP durante anomalías positivas fuertes del índice  $E (> \text{std})$ , esto debido a la estrecha relación de las precipitaciones altas en esta RH con el ENSO (León-Altuna, 2014).

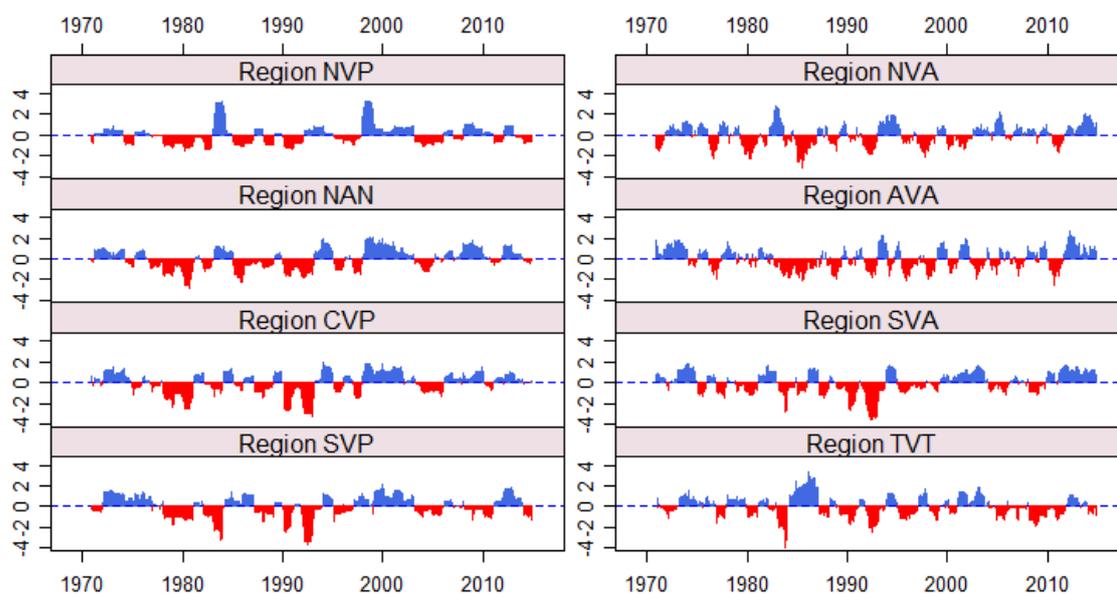
En relación a la influencia del índice C sobre el peligro de sequías; cuando éste índice presenta anomalía positiva fuerte, el peligro de sequías se incrementa al doble de lo normal en la SVP y en menor medida en las regiones SVA, TVT and AVA. Esta fuerte influencia en la SVP se podría explicar físicamente de manera similar a lo descrito por Vicente-Serrano et al. (2016) para los andes de Ecuador, donde las anomalías del Niño 3.4 (series temporales fuertemente correlacionadas con el índice C) generan el incremento de las presiones a nivel de la troposfera media que se deriva en condiciones de sequías en los Andes con una duración de varios meses. Por otro lado, durante anomalías fuertemente negativas del índice C, las regiones NVP y NAN presentan un peligro de sequías menor de lo normal, lo que sugiere una notoria influencia de estas anomalías en las sequías de estas regiones, directamente relacionadas el ENSO debido a la significativa correlación del índice C con las anomalías de la TSM en la región Niño 3.4.

A escala trimestral, se describe la influencia del ONI sobre el peligro de sequías en las RH identificadas (ver Figura 4.10). A esta escala es posible diferenciar mejor la influencia del ONI sobre el peligro de sequías en las RH, lo que sugiere que las anomalías del ENSO en la región Niño 3.4 tienen una influencia en el comportamiento de las sequías con una influencia de hasta 3 meses (ver Figura 4.10). Así, durante anomalías fuertemente positivas del ONI ( $> \text{std}$ ), se incrementa fuertemente el peligro de sequías en las regiones SVP, SVA, TVT y AVA y se reduce el peligro de sequía en la región NVP. Finalmente, cuando las anomalías del ONI son fuertemente negativas se encontró una reducción en el peligro de sequías en NVP, NAN y CVP; y un incremento del peligro de sequías en la región NVA.

#### **4.4 Sequías de largo plazo**

Las sequías a largo plazo (IPE-12) son particularmente importantes debido a que pueden generar déficits en los niveles de reserva de agua de una cuenca. Así, la Figura 4.11 muestra las series regionales de las sequías a largo plazo, donde se evidenció que los eventos más intensos y que abarcaron varias regiones se dieron en los años 1992, 1990 y

1980, en orden de relevancia. Siendo el evento de sequía de 1992, el de mayor severidad desde los años 1970 hasta la actualidad y que afectó a las regiones CVP, SVP, NAN, SVA y TVT. Asimismo, es notoria la reducción de eventos de sequía de larga duración desde los años 2000 en la mayoría de las regiones, con excepción de TVT y AVA.



**Figura 4.11.** Series de IPE-12 para las 8 regiones homogéneas

Las características de las sequías a largo plazo de las RH, se resumen en la Tabla 2. Se identificó un mayor *número de eventos* de sequía en TVT y AVA, con un menor número de eventos en NVP, CVP y NAN; en el caso de NVP el reducido número de eventos de sequía es a consecuencia de la incidencia del ENSO en esta región. En relación a la *Duración* de los eventos de sequía, CVP y NAN fueron las que presentaron mayores duraciones en promedio pero con elevada varianza, lo que indicaría eventos aislados de larga duración (36 y 16 meses, respectivamente), mientras que las regiones con menor duración de los eventos de sequías fueron TVT y SVA. En relación a la *Severidad*, CVP y NAN presentaron altos valores promedio de severidad pero con alta varianza, lo cual es atribuible a eventos aislados de gran severidad; mientras que las menores severidades se dieron en TVT y AVA con menor dispersión de los datos. En relación a la *Intensidad*, AVA y NVA presentaron una mayor intensidad promedio y NVP, SVA y TVT presentaron menor intensidad promedio; sin embargo, TVT, SVP y SVA fueron las que presentaron mayores intensidades máximas, con valores de hasta 4 veces las desviaciones estándar por debajo de lo normal.

**Tabla 4.** Características de las sequías a largo plazo (IPE-12) por región homogénea

Región	Número de estaciones	N° de eventos secos	Duración			Severidad			Intensidad		
			Prom. (meses)	Máx (meses)	Varianza	Prom.	Max	Varianza	Prom.	Max.	Varianza
<b>Región NVP</b>	25	13	6.31	13	25.1	6.8	15.4	33.3	-1.07	-1.47	0.05
<b>Región CVP</b>	44	14	7.50	36	89.4	12.1	57.9	307.8	-1.49	-3.23	0.59
<b>Región SVP</b>	42	18	5.50	14	25.8	8.7	39.2	125.6	-1.49	-3.67	0.69
<b>Región NAN</b>	44	14	7.79	16	34.6	10.8	28.0	94.2	-1.41	-2.90	0.38
<b>Región SVA</b>	36	19	4.79	18	21.2	7.3	48.3	129.5	-1.38	-3.64	0.61
<b>Región TVT</b>	19	22	4.41	17	22.1	6.1	27.5	64.1	-1.39	-4.04	0.50
<b>Región AVA</b>	11	22	5.05	14	19.6	6.7	20.7	40.5	-1.53	-2.52	0.21
<b>Región NVA</b>	10	19	5.58	15	25.5	7.9	30.4	78.6	-1.50	-3.12	0.35

#### 4.4.1 Tendencias

De manera similar, los resultados a largo plazo se resumen en la Tabla 4 y evidencian una tendencia negativa significativa en la serie de IPE-12 para la región TVT, mientras que las regiones NVP, CVP, NAN, SVA y NVA evidenciaron tendencia positiva significativa. Las demás características regionales de las sequías a largo plazo no evidenciaron tendencia significativa alguna.

#### 4.5 Discusión

Este es el primer estudio de la variabilidad espacio-temporal de las sequías meteorológicas en el Perú (1970 – 2014) mediante el uso del IPE y que evalúa la influencia del ENSO a corta y larga escala temporal. Como resultado de la investigación, encontramos que la variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú puede ser representada por 8 regiones homogéneas (RH) definidas en base al IPE. En este sentido, 4 RH (NVP, NAN, AVA y NVA) en el norte del país, evidencian una fuerte variabilidad espacial de la sequía en esta zona, 2 RH (CVP y SVA) en el centro del país exhiben un comportamiento más homogéneo en los Andes centrales, y las 2 últimas RH en el sur del país (SVP y TVT), con un comportamiento diferenciado entre la VT y el sur de los Andes. Asimismo, estos resultados son consistentes con la variabilidad espacial de la precipitación encontrada por algunos estudios locales en Perú (Espinoza et al., 2009; Fernández-Palomino and Lavado-Casimiro, 2016; Lagos et al., 2008; Lavado Casimiro et al., 2012; Molina et al., 2011). En relación al patrón espacial de la sequía en otros dos países andinos, las 8 RH encontradas en Perú comparadas con las 2 RH encontradas por Vicente-Serrano et al. (2015) en Bolivia mediante una metodología similar a la del presente estudio, evidencia la alta variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú. Además, en Ecuador (~ 20% de la superficie

del Perú) se encontraron 2 RH (Vicente-Serrano et al., 2016); por lo que los resultados del presente estudio nos permiten afirmar que la variabilidad espacial de las sequías en los Andes se incrementa en dirección al norte.

Los resultados a corto plazo muestran un mayor registro de eventos de sequía en las regiones AVA y TVT, opuesto a los menores registros de eventos de sequía en la región NVP, con un comportamiento particular de la región AVA en contraste con las regiones cercanas (NAN y NVA). Este hallazgo ha sido reportado por primera vez y demuestra la compleja variabilidad espacial de la precipitación en la vertiente amazónica del Perú; con particularidades originadas debido a la interacción entre patrones de circulación atmosférica de gran escala y la topografía, como es explicado en Espinoza et al. (2015), quien reporta dos “hotspots” en el sur de los Andes Tropicales aun escasamente conocidos debido a la poca disponibilidad de pluviómetros en la vertiente amazónica del Perú. Por otro lado, el menor número de eventos registrados en NVP se explicaría por la variabilidad propia de esta región y estaría influenciado por los eventos extremos de precipitación asociados al ENSO (Lagos et al., 2008; León-Altuna, 2014).

En relación a la duración de los eventos de sequía, las regiones amazónicas (SVA y NVA) mostraron largas duraciones promedio, mientras las regiones del sur del país (SVP y TVT) mostraron las duraciones más cortas, con una particular duración corta en la región AVA, comparable con las regiones del sur del país. Estos resultados concuerdan con las diferencias en duración de las sequías encontrado por (Vicente-Serrano et al., 2015) entre la región Amazónica y el Altiplano en Bolivia. Sin embargo, esto también muestra un patrón de duración diferente a lo largo del país, con una fuerte varianza en el centro y norte de los Andes debido a unos pocos eventos extraordinarios de sequía de larga duración. En un contexto regional, la duración de las sequías en Perú fueron en promedio alrededor de 2-3 meses, cantidad comparable con el promedio de la duración de las sequías reportadas en Ecuador por Vicente-Serrano et al., (2016), pero más cortas que las duraciones reportadas en Colombia por Zuluaga-López, (2009).

En relación a la intensidad de los eventos de sequía, las regiones SVP y TVT muestran las mayores intensidades máximas, mientras que la región NVP presentó las menores intensidades máximas. Las regiones SVP y TVT, localizadas al sur del país, son regiones que presentaron sequías asociadas a la ocurrencia del ENSO (Lagos et al., 2008), con

mayor intensidad durante el evento 1982-1983; asimismo, estas regiones fueron afectadas con las tres sequías más intensas ocurridas en el Perú (1970-2014) . Por otro lado, las menores intensidades en la región NVP estarían en cierta medida afectadas por la inclusión de los eventos extremos del ENSO en el cálculo del IPE.

Asimismo, en relación a la severidad de las sequías, las regiones CVP y SVA mostraron en promedio mayor severidad de las sequías, mientras las regiones TVT y SVP presentaron las menores severidades en las sequías, con menor varianza comparada con otras regiones. Este es un tema sensible porque en la región CVP habitan la tercera parte de la población del Perú, cuya fuente principal de agua proviene de las cuencas ubicadas en ambas regiones (CVP y SVA), por lo que el monitoreo de las sequías en estas regiones debería ser una actividad necesaria para la adecuada gestión de los recursos hídricos. Por otro lado, la menor severidad en el sur del país es debida a la corta duración de los eventos de sequía en dichas regiones.

El análisis de tendencias mostró una reducción significativa de la duración y severidad de la sequía en la región NVP, además de una reducción significativa de las intensidades en la región SVP, mientras las series de IPE-3 de la región TVT mostraron una tendencia al incremento de las sequías; estas tendencias, pueden ser explicadas por el impacto del ENSO en estas regiones (Espinoza et al., 2009; Garreaud, 2001; Kane, 2000). Por otro lado, las regiones del norte (NVP y NVA) mostraron una tendencia significativa a la reducción de las sequías; en el primer caso posiblemente relacionado a la influencia del ENSO y en el caso de la región NVA, la tendencia encontrada sería coherente con la tendencia a la humedad en la cuenca amazónica desde 1990, reportado por (Gloor et al., 2013). Además, la región AVA mostró una particular tendencia significativa al incremento de la intensidad y severidad de las sequías, opuesto a las tendencias de las regiones cercanas a esta.

A nivel decadal, los resultados muestran un mayor número de eventos de sequía en la década de los 90s en 5 de las 8 RH identificadas, además de una reducción de los meses bajo condiciones de sequía en la década de los años 2000, en prácticamente todo el país (todas las RH), con una pequeña variación en la región NVP. Este resultado concuerda con lo encontrado en un estudio local de la Cuenca del río Mantaro, dentro de la RH SVA, dónde los periodos más secos se dieron durante la segunda mitad de los años 80s y 90s

(Silva et al., 2008). Asimismo, se evidencia una tendencia a la reducción de la frecuencia de las sequías en casi la totalidad del Perú en la última década, análogo a la reducción de sequías en Argentina y opuesto al incremento de las sequías encontrado en Chile (Minetti et al., 2010).

En términos de la relación entre la sequía en Perú y los índices climáticos, se encontraron mayores correlaciones entre la sequía y los índices C, E y SOI, mientras los otros índices evaluados mostraron pocas correlaciones significativas. En este sentido, este estudio revela claramente que las anomalías en la temperatura del océano pacífico este y central, así como las anomalías del SOI tienen un significativo grado de dependencia con la ocurrencia de las sequías en la mayoría de las regiones en Perú, con particular énfasis en las cuencas de la vertiente del pacífico. Sin embargo, la influencia de estos índices es aun compleja, como lo describe Vicente-Serrano et al., (2016) en su estudio de la influencia del ENSO sobre las sequías en el Ecuador.

En relación al peligro de sequías durante el ENSO, los resultados mostraron un peligro de sequías mayor en las regiones peruanas del sur (SVA y TVT) durante anomalías positivas del índice E y un particular incremento en el peligro de sequías sobre la región AVA. Con una fuerte influencia del índice E sobre la región TVT. Asimismo, el índice C tiene una influencia más fuerte sobre el peligro de sequías en SVP, así, este índice puede ser usado como un buen predictor de las sequías en esta región, lo cual es un hallazgo importante que puede permitir la prevención de daños relacionados a la ocurrencia de sequías. Adicionalmente, la relación con el ONI también mostró un incremento del peligro de sequías sobre las regiones SVP y TVT, durante anomalías positivas del índice, lo cual confirmaría la influencia de las condiciones de la TSM en la zona 3.4 sobre las sequías en las regiones ubicadas en los Andes del sur del Perú, incluso a una escala de tres meses, lo que se explica por la generación de altas presiones a altos niveles de la atmósfera y coincide con lo encontrado por Vicente-Serrano et al., (2016) en los Andes del Ecuador. Asimismo, la región AVA también es influenciada de la misma manera cuando el ONI tiene anomalías positivas.

Finalmente, a largo plazo, los resultados fueron similares a los encontrados a corto plazo, pero con tendencias menos significativas debido al hecho de que se observaron pocos eventos de largo plazo durante el periodo de estudio.

## V. CONCLUSIONES

En el presente estudio se analizó por primera vez la variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú y su relación con el ENSO, para el periodo de 1970 al 2015. Arribando a las siguientes conclusiones:

- Se determinó que la variabilidad espacio-temporal de las sequías en el Perú se puede representar mediante las 8 regiones homogéneas definidas en función del IPE. Asimismo, se identificaron los cuatro eventos de sequía más importantes, que afectaron varias de las regiones identificadas para el Perú: la sequía de 1992, que afectó las regiones del centro al sur del país (CVP, SVP, SVA y TVT) seguida de la sequía de 1990, que afectó a las regiones del sur del país (CVP, SVP,SVA); la sequía de 1983, que afectó a las regiones (SVP y TVT) y la de 1977, que afectó a las regiones localizadas mayoritariamente al norte del país (NVP, CVP, NAN, NVA, AVA y TVT).
- Se determinaron las características de las sequías por región homogénea, a corto y largo plazo, complementado con el análisis de tendencias de las mismas. Encontrándose a corto plazo, un mayor número de eventos y una mayor frecuencia en las regiones AVA y TVT, opuesto al menor número de eventos y menor frecuencia en NVP; respecto a la duración de los eventos, las regiones de la Amazonía SVA y NVA son las que presentan mayores duraciones y las de menor duración fueron las regiones del sur SVP y TVT y la región AVA; respecto a la intensidad, las regiones del norte de la VP y de los andes son las que presentaron menores intensidades NVP y NAN, opuesto a las mayores intensidades de la SVP y AVA; asimismo, la severidad fue mayor en la región central de la VP y en la VA (CVP, SVA y NVA) y menor en las regiones del norte de la VP (NVP) y en la TVT. Las sequías a largo plazo mostraron resultados similares, con ligeras variaciones en algunas de las características. Adicionalmente, se encontraron mayores tendencias significativas en las características de las sequías a corto plazo que a largo plazo. A corto plazo, se encontró una tendencia al incremento de las

sequías en la TVT y una reducción en NAN y NVA, con tendencia a la reducción de la duración y severidad de las sequías en la región NVP, opuesto al incremento en Intensidad y Severidad en la región AVA, además de la tendencia a reducción de la Intensidad en la región SVP. A largo plazo, se evidenciaron tendencias significativas a la reducción de las sequías en 5 de las 8 regiones homogéneas identificadas (NVP, CVP, NAN, SVA y NVA), mientras que la TVT presentó tendencia al incremento de las sequías.

- Por otro lado, se encontraron algunas correlaciones significativas entre el IPE-1 y los índices océano-atmosféricos en ciertos meses, siendo los índices C, E, SOI y TPI los que guardan mayor relación con las sequías a escala mensual. La correlación negativa con el índice C, en el mes de febrero, sugiere que a mayor TSM en el pacífico central, menor precipitación en las regiones del sur (CVP, SVP y SVA). La correlación positiva con el índice E, en los meses de enero a abril sugiere que a mayor TSM en el pacífico este, mayor precipitación en las regiones NVP y NAN. Asimismo, anomalías negativas del SOI o anomalías positivas del TPI generarían una reducción de las precipitaciones en las regiones del centro y sur del país (SVP, CVP, SVA y TVT).
- Finalmente, se evidenció un incremento en el peligro de sequía en algunas regiones del país ante anomalías de la TSM en las regiones 1,2 y 3,4 del pacífico, relacionadas directamente con el ENSO. Así, se evidenció un mayor peligro de sequías durante anomalías fuertemente positivas del índice E, principalmente en la región TVT, opuesto a la reducción del peligro de sequías en las regiones del noroeste, durante las mismas condiciones (NVP y NAN). Asimismo, ante anomalías fuertemente positivas del índice C, las regiones con mayor peligro de sequías son las regiones del sur del país (SVP, TVT, SVA) y la región AVA. Por otro lado, considerando una escala de tres meses, se confirma el incremento del peligro de sequías en las regiones del sur (SVP, SVA, TVT) y la región AVA ante anomalías fuertemente positivas del índice ONI, además de un incremento en el peligro de sequías en el Norte de la Vertiente del Amazonas (NVA) ante anomalías fuertemente negativas del índice ONI.

## **VI. RECOMENDACIONES**

En base a los resultados encontrados en la presente investigación, se proponen las siguientes recomendaciones:

- Realizar investigaciones para estudiar los otros tipos de sequías en el Perú (hidrológicas y agrícolas) y evaluar la correspondencia entre los diferentes tipos de sequías.
- Validar los eventos de sequía históricos más intensos, encontrados en el presente estudio, utilizando información de inventarios de sequías, estadísticas y otras fuentes.
- Profundizar en el estudio de los mecanismos océano-atmosféricos que generan sequías durante los eventos del ENSO.
- El desarrollo de investigaciones enfocadas en la evaluación de las sequías futuras, que ayuden a prever los impactos futuros.
- Evaluar el uso de información de sensoramiento remoto, como el NDVI (Índice de vegetación), el VCI (Índice de Condición de la Vegetación), el TCI (Índice de Condición de Temperatura) entre otros, previa validación, para el análisis de las sequías en las regiones con escasos de datos meteorológicos.
- Incrementar el número estaciones meteorológicas en la Amazonía del Perú, a fin de poder conocer la variabilidad espacial de las precipitaciones en dicha región.

## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdi, H., Williams, L.J., 2010. Principal component analysis. *Wiley Interdiscip. Rev. Comput. Stat.* 2, 433–459. <https://doi.org/10.1002/wics.101>
- Anctil, F., Larouche, W., Viau, A.A., Parent, L.-étienne, 2002. Exploration of the standardized precipitation index with regional analysis. *Can. J. Soil Sci.*
- Anderberg, M.R., 1973. *Cluster Analysis for Applications*, Cluster Analysis for Applications. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-057650-0.50007-7>
- Antico, P.L., 2009. Relationships between autumn precipitation anomalies in southeastern South America and El Niño event classification. *Int. J. Climatol.* 29, 719–727. <https://doi.org/10.1002/joc.1734>
- AON, 2015. Global economic losses from drought to top \$8 billion [WWW Document]. URL <https://www.reuters.com/article/us-drought-loss-report/global-economic-losses-from-drought-to-top-8-billion-report-idUSKCN0R31QX20150903>
- Barlow, M., Cullen, H., Lyon, B., Wilhelmi, O., 2006. Drought Disaster in Asia Mathew, in: *Natural Disaster Hotspots Case Studies*. p. 204. <https://doi.org/10.1596/0-8213-5930-4>
- Bettolli, M.L., Rivera, J.A., Penalba, O.C., Aires, B., 2010. Regionalization of Dry Days in Argentina . a Methodological Approach . 35, 67–80.
- Bowman, A.W., Azzalini, A., 1997. *Applied smoothing techniques for data analysis: The kernel approach with S-plus illustrations*, Oxford Sta. ed. Oxford University Press.
- Brando, P.M., Balch, J.K., Nepstad, D.C., Morton, D.C., Putz, F.E., Coe, M.T., Silvério, D., Macedo, M.N., Davidson, E. a, Nóbrega, C.C., Alencar, A., Soares-Filho, B.S., 2014. Abrupt increases in Amazonian tree mortality due to drought-fire interactions. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, 6347–52. <https://doi.org/10.1073/pnas.130549911>

Bras, R.L., 1990. Hydrology: an introduction to hydrologic science, Addison-Wesley series in civil engineering. Addison-Wesley.

Cai, W., Zhang, Y., Chen, Q., Yao, Y., 2015. Spatial patterns and temporal variability of drought in Beijing-Tianjin-Hebei metropolitan areas in China. *Adv. Meteorol.* 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/289471>

Carvajal-Velez, L., 2008. Human Development Report 2007 / 2008 Impacts of Climate Change on Human Development.

Cattell, R.B., 1966. The Scree Test For The Number Of Factors. *Multivariate Behav. Res.* 1, 245–276. [https://doi.org/10.1207/s15327906mbr0102\\_10](https://doi.org/10.1207/s15327906mbr0102_10)

Chambers, L.E., 2001. Classifying rainfall districts: a south Western Australian study. *Aust. Meteorol. Mag.* 50, 50(2), 91-103, June 2001.

CLD, 2004. Convención de las Naciones Unidas de lucha contra la desertificación en los países afectados por la sequía grave o la desertificación, en particular en África [WWW Document]. URL <http://www.un.org/es/events/desertificationday/convention.shtml> (accessed 7.10.17).

Comrie, A.C., Glenn, E.C., 1999. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Clim. Res.* 10, 201–215. <https://doi.org/10.3354/cr010201>

CPC/NOAA, 2015. The Southern Oscillation Index [WWW Document]. URL [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/soi.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml) (accessed 10.10.17).

Dai, A., 2011. Drought under global warming: A review. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* 2, 45–65. <https://doi.org/10.1002/wcc.81>

Domonkos, P., 2003. Recent Precipitation Trends in Hungary in the Context of Larger Scale Climatic Changes 255–271.

Du, J., Fang, J., Xu, W., Shi, P., 2013. Analysis of dry/wet conditions using the standardized precipitation index and its potential usefulness for drought/flood monitoring in Hunan Province, China. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 27, 377–387. <https://doi.org/10.1007/s00477-012-0589-6>

Enfield, D.B., Mestas-Nunez, A.M., 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/1998JC900109>

Espinoza, J.C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., Lavado, W., 2015. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resour. Res.* 51, 3459–3475. <https://doi.org/10.1002/2014WR016273>

Espinoza, J.C., Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W., Guyot, J.L., 2013. The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood. *J. Hydrometeorol.* 14, 1000–1008. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0100.1>

Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Olivera, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* 29, 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc>

Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., Pombosa, R., 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimoes River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2011GL047862>

Everitt, B.S., Landau, S., Leese, M., Stahl, D., 2011. Cluster Analysis, in: *Cluster Analysis*. John Wiley & Sons, Ltd, p. 348. <https://doi.org/10.1002/9780470977811.fmatter>

Farhangfar, S., Bannayan, M., Khazaei, H.R., Baygi, M.M., 2015. Vulnerability assessment of wheat and maize production affected by drought and climate change. *Int. J. Disaster Risk Reduct.* 13, 37–51. <https://doi.org/10.1016/j.ijdr.2015.03.006>

Feng, L., Nowak, G., O'Neill, T.J., Welsh, A.H., 2014. CUTOFF: A spatio-temporal imputation method. *J. Hydrol.* 519, 3591–3605. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.012>

Fernández-Palomino, C.A., Lavado-Casimiro, W.S., 2016. Regional maximum rainfall analysis using L-moments at the Titicaca Lake drainage, Peru. *Theor. Appl. Climatol.* 1–13. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1845-3>

Fernández, B., 1997. Identificación y Caracterización de Sequías Hidrológicas en Chile Central. *Ing. del Agua* 4, 37–46.

Gálvez-Ayala, P.E., 2017. CARACTERIZACIÓN DE LAS SEQUÍAS HISTÓRICAS Y PROYECTADAS BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO EN LA CUENCA DEL RÍO MANTARO. Universidad Nacional Agraria La Molina.

Garreaud, R., 2000. Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics. *Mon. Weather Rev.* 128, 2544–2559. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2)

Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A.C., 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 194, 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)

Garreaud, R.D., 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Clim.* 2779–2789.

Ge, Y., Apurv, T., Cai, X., 2016. Spatial and Temporal Patterns of Drought in the Continental U.S. during the Past Century. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1002/2016GL069660>

Gloor, M., Brien, R.J.W., Galbraith, D., Feldpausch, T.R., Schöngart, J., Guyot, J.L., Espinoza, J.C., Lloyd, J., Phillips, O.L., 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys. Res. Lett.* 40, 1729–1733. <https://doi.org/10.1002/grl.50377>

Gómez Serna, J., Ochoa, A., Poveda, G., 2016. VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL ÍNDICE DE PRECIPITACIÓN ESTANDARIZADO (SPI) EN CENTRO Y SURAMÉRICA Y EL CARIBE. Colombia.

Guttman, N.B., 1999. Accepting the Standardized Precipitation Index: a Calculation Algorithm1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 35, 311–322. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x>

Harding, B.L., Sangoyomi, T.B., Payton, E.A., 1995. Impacts of a severe sustained drought on colorado river water resources.

Hayes, M., 2006. Drought Indices. *Van Nostrand's Sci. Encycl.* 13 pp. <https://doi.org/10.1002/0471743984.vse8593>

Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., Widhalm, M., 2011. The lincoln declaration on drought indices: Universal meteorological drought index recommended. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 92, 485–488. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3103.1>

Henley, B.J., Gergis, J., Karoly, D.J., Power, S., Kennedy, J., Folland, C.K., 2015. A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. *Clim. Dyn.* 45, 3077–3090. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2525-1>

Hijmans, R.J., Cameron, S., Parra, J., 2016. WorldClim [WWW Document]. WorldClim Glob. Clim. Data. URL <http://worldclim.org>

Hotelling, H., 1933. Analysis of a complex of statistical variables into Principal Components. *Jour. Educ. Psych.*, 24, 417-441, 498-520.

Houston, J., Hartley, A.J., 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int. J. Climatol.* 23, 1453–1464. <https://doi.org/10.1002/joc.938>

Huang, B., Banzon, V.F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T.C., Smith, T.M., Thorne, P.W., Woodruff, S.D., Zhang, H.M., 2015. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST.v4). Part I: Upgrades and intercomparisons. *J. Clim.* 28, 911–930. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00006.1>

Hunt, E.D., Svoboda, M., Wardlow, B., Hubbard, K., Hayes, M., Arkebauer, T., 2014. Monitoring the effects of rapid onset of drought on non-irrigated maize with agronomic data and climate-based drought indices. *Agric. For. Meteorol.* 191, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.02.001>

Iglewicz, B., Hoaglin, D.C., 1993. How to detect and handle outliers. Milwaukee, Wis. : ASQC Quality Press.

Jolliffe, I.T., 2002. Principal component analysis of mRNA levels of genes related to inflammation and fibrosis in rats treated with TNBS or glutamine. *Inflamm. Bowel Dis.* <https://doi.org/10.1002/ibd.21544>

Kahya, E., Demirel, M.C., Bég, O.A., 2008. Hydrologic homogeneous regions using monthly streamflow in Turkey. *Earth Sci. Res. J.* 12, 181–193.

Kaiser, H.F., 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educ. Psychol. Meas.* 20, 141–151. <https://doi.org/10.1177/001316446002000116>

Kaiser, H.F., 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23, 187–200. <https://doi.org/10.1007/BF02289233>

Kalayci, S., Kahya, E., 2006. Assessment of streamflow variability modes in Turkey: 1964-1994. *J. Hydrol.* 324, 163–177. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.002>

Kane, R.P., 2000. El Nino/La Nina relationship with rainfall at Huancayo, in the Peruvian Andes. *Int. J. Climatol.* 20, 63–72. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(200001\)20:1<63::AID-JOC447>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(200001)20:1<63::AID-JOC447>3.0.CO;2-J)

Kane, R.P., 1999. Rainfall extremes in some selected parts of Central and South America: ENSO and other relationships reexamined. *Int. J. Climatol.* 19, 423–455. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19990330\)19:4<423::AID-JOC368>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19990330)19:4<423::AID-JOC368>3.0.CO;2-O)

Kendall, M.G., 1975a. Rank correlation methods: 10 tab. Griffin.

Kendall, M.G., 1975b. Rank Correlation Methods.

Kodama, Y.-M., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan* 70, 813–836.

Komuscu, A.U., 1999. Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey. *Drought Netw. News* 11, 6–13.

Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., Mosquera, K., 2008. El Nino - related precipitation variability in Peru. *Adv. Geosci.* 14, 231–237.

Lana, X., Serra, C., Burgueño, A., 2001. Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the standardized precipitation index for Catalonia (NE Spain). *Int. J. Climatol.* 21, 1669–1691. <https://doi.org/10.1002/joc.697>

Laraque, a., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., Guyot, J.L., 2007. Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *J. Hydrometeorol.* 8, 1364–1381. <https://doi.org/10.1175/2007JHM784.1>

Lavado-Casimiro, W., Espinoza, J.C., 2014. IMPACTOS DE EL NIÑO Y LA NIÑA EN LAS LLUVIAS DEL PERÚ ( 1965-2007 ). *Rev. Bras. Meteorol.* 29, 171–182.

Lavado Casimiro, W.S., Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., 2013. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40years (1965-2007). *Hydrol. Process.* 27, 2944–2957. <https://doi.org/10.1002/hyp.9418>

Lavado Casimiro, W.S., Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., 2012. Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrol. Sci. J.* 57, 625–642. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.672985>

Leng, G., Tang, Q., Rayburg, S., 2015. Climate change impacts on meteorological, agricultural and hydrological droughts in China. *Glob. Planet. Change* 126, 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.003>

León-Altuna, K.B., 2014. ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES Y CAUDALES DURANTE LOS EVENTOS EL NIÑO (1982-83 Y

1997-98) EN LA COSTA NORTE PERUANA. UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA.

Lever, J., Krzywinski, M., Altman, N., 2017. Points of Significance: Principal component analysis. *Nat. Methods* 14, 641–642. <https://doi.org/10.1038/nmeth.4346>

Li, X., Zhou, W., Chen, Y.D., 2015. Assessment of Regional Drought Trend and Risk over China: A Drought Climate Division Perspective. *J. Clim.* 28, 7025–7037. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00403.1>

Liebmann, B., Kiladis, G.N., Marengo, J., Ambrizzi, T., Glick, J.D., 1999. Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Clim.* 12, 1877–1891. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2)

Linsley, R.K., A Kohler, M., L. H Paulhus, J., 1949. *Applied hydrology*, SERBIULA (sistema Librum 2.0). McGraw-Hill Book Co.

Liu, X., Wang, S., Zhou, Y., Wang, F., Li, W., Liu, W., 2015. Regionalization and Spatiotemporal Variation of Drought in China Based on Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (1961-2013). *Adv. Meteorol.* 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/950262>

Lloyd-Hughes, B., Saunders, M.A., 2002. A drought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.* 22, 1571–1592. <https://doi.org/10.1002/joc.846>

Malhi, Y., Aragão, L.E.O.C., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., Sitch, S., McSweeney, C., Meir, P., 2009. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 106, 20610–5. <https://doi.org/10.1073/pnas.0804619106>

Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *J. Econom. Soc.* 13, 245–259.

Mantua, N.J., Hare, S.R., 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.* 58, 35–44. <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 1069–1079. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2)

Marengo, J.A., Jones, R., Alves, L.M., Valverde, M.C., 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol.* 29, 2241–2255. <https://doi.org/10.1002/joc>

Masud, M.B., Khaliq, M.N., Wheeler, H.S., 2015. Analysis of meteorological droughts for the Saskatchewan River Basin using univariate and bivariate approaches. *J. Hydrol.* 522, 452–466. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.058>

Mckee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *AMS 8th Conf. Appl. Climatol.* 179–184. <https://doi.org/citeulike-article-id:10490403>

McPhaden, M.J., Zebiak, S.E., Glantz, M.H., 2006. ENSO as an integrating concept in earth science. *Science* 314, 1740–1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>

Min, S.K., Kwon, W.T., Park, E.H., Choi, Y., 2003. Spatial and temporal comparisons of droughts over Korea with East Asia. *Int. J. Climatol.* 23, 223–233. <https://doi.org/10.1002/joc.872>

Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., de la Zerda, L.R., Acuña, L.R., 2010. Regional droughts in southern South America. *Theor. Appl. Climatol.* 102, 403–415. <https://doi.org/10.1007/s00704-010-0271-1>

Minh, V., Raghavan, S. V, Duc, P., Shie-yui, L., 2014. Investigating drought over the Central Highland, Vietnam, using regional climate models. *J. Hydrol.*

Minobe, S., 1997. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* 24, 683. <https://doi.org/10.1029/97GL00504>

Mishra, A.K., Singh, V.P., 2011. Drought modeling - A review. *J. Hydrol.* 403, 157–175.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.049>

Mishra, A.K., Singh, V.P., 2010. A review of drought concepts. *J. Hydrol.* 391, 202–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>

Molina, B., Espinoza, J.C., Lavado Casimiro, W.S., Vauchel, P., 2011. Variabilidad Pluviométrica y Climática de la Cuenca Hidrográfica del Río Huallaga-Perú. Lima, Perú.

Nalbantis, I., Tsakiris, G., 2009. Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resour. Manag.* 23, 881–897. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9305-1>

National Center for Atmospheric Research Staff, 2015. The Climate Data Guide: Overview: Climate Indices [WWW Document]. URL <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/overview-climate-indices#sthash.YbXCBaAG.dpuf> (accessed 7.6.15).

Niemeyer, S., 2008. New drought indices. *Options Méditerranéennes* 80, 267–274. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

OMM, 1992. La Conferencia Mundial sobre el Clima.

ONERN, 1976. MAPA ECOLOGICO DEL PERU - Guia Explicativa, 1ra Edicio. ed. Lima, Peru.

Palmer, W.C., 1965. Meteorological Drought. U.S. Weather Bur. Res. Pap. No. 45.

Paulo, A.A., Pereira, L.S., 2007. Prediction of SPI drought class transitions using Markov chains. *Water Resour. Manag.* 21, 1813–1827. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9129-9>

Pearson, K., 1901. LIII. *On lines and planes of closest fit to systems of points in space.* *Philos. Mag. Ser. 6* 2, 559–572. <https://doi.org/10.1080/14786440109462720>

PHI-UNESCO, 2006. Balance hídrico superficial del Perú a nivel multianual, *Journal of Chemical Information and Modeling.* <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Phillips, I.D., Denning, H., 2007. Winter daily precipitation variability over the South West

Peninsula of England. *Theor. Appl. Climatol.* 87, 103–122. <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0226-0>

Phillips, O., Aragao, L., Lewis, S., Fisher, J., Lloyd, J., Lopez-Gonzalez, G., Malhi, Y., Monteagudo, A., Peacock, J., Quesada, C., Heijden, G. Van Der, Almeida, S., 2009. Drought sensitivity of the Amazon carbon sink. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 6, 042004. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/6/4/042004>

QGIS Development Team, 2016. QGIS Geographic Information System.

Qin, Y., Yang, D., Lei, H., Xu, K., Xu, X., 2015. Comparative analysis of drought based on precipitation and soil moisture indices in Haihe basin of North China during the period of 1960 – 2010 526, 55–67.

Raziei, T., Bordi, I., Pereira, L.S., 2008. A precipitation-based regionalization for Western Iran and regional drought variability. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 5, 2133–2167. <https://doi.org/10.5194/hessd-5-2133-2008>

Raziei, T., Saghafian, B., Paulo, A.A., Pereira, L.S., Bordi, I., 2009. Spatial patterns and temporal variability of drought in Western Iran. *Water Resour. Manag.* 23, 439–455. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9282-4>

Richman, M.B., 1986. Rotation of Principal Components. *J. Climatol.* 6, 293–335. <https://doi.org/10.1056/NEJMra1109343>

Richman, M.B., Lamb, P.J., 1985. Climatic Pattern Analysis of Three- and Seven-Day Summer Rainfall in the Central United States: Some Methodological Considerations and a Regionalization. *J. Clim. Appl. Meteorol.* [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1985\)024<1325:CPAOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1985)024<1325:CPAOTA>2.0.CO;2)

Ropelewski, C.F., Halpert, M.S., 1987. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2)

Rossi, G., Vega, T., Bonaccorso, B., 2007. METHODS AND TOOLS FOR DROUGHT ANALYSIS AND MANAGEMENT. Springer, Texas, USA.

Rouault, M., Richard, Y., 2003. Intensity and spatial extension of drought in South Africa at different time scales. *Water SA* 29, 489–500. <https://doi.org/10.4314/wsa.v29i4.5057>

Santos, J.F., Portela, M.M., Pulido-Calvo, I., 2011. Regional Frequency Analysis of Droughts in Portugal. *Water Resour. Manag.* 25, 3537–3558. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9869-z>

Santos, J.F., Pulido-Calvo, I., Portela, M.M., 2010. Spatial and temporal variability of droughts in Portugal. *Water Resour. Res.* 46, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2009WR008071>

Scarpati, O.E., Capriolo, A.D., 2013. Sequías e inundaciones en la provincia de Buenos Aires (Argentina) y su distribución espacio-temporal.

Schneider, S.H., Mastrandrea, M., Root, T.L., 2011. *Encyclopedia of Climate and Weather*, Encyclopedia of Climate and Weather. OUP USA.

Seiler, R.A., Hayes, M., Bressan, L., 2002. Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring. *Int. J. Climatol.* 22, 1365–1376. <https://doi.org/10.1002/joc.799>

SENAMHI, 2002. *Clasificación Climática del Perú*. Lima, Perú.

Shahana Shirin, A.H., Thomas, R., 2016. Regionalization of Rainfall in Kerala State. *Procedia Technol.* 24, 15–22. <https://doi.org/10.1016/j.protcy.2016.05.004>

Shiau, J.T., 2006. Fitting drought duration and severity with two-dimensional copulas. *Water Resour. Manag.* 20, 795–815. <https://doi.org/10.1007/s11269-005-9008-9>

Silva, Y., Takahashi, K., Chávez, R., 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Adv. Geosci.* 14, 261–264. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-261-2008>

Silva, Y., Trasmonte, G., 2012. Tendencias en los extremos climáticos del valle del Mantaro. *Eventos meteorológicos Extrem. en el Val. del Mantaro*.

Sönmez, F.K., Kömüscü, A.Ü., Erkan, A., Turgu, E., 2005. An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the standardized precipitation index. *Nat. Hazards* 35, 243–264. <https://doi.org/10.1007/s11069-004-5704-7>

Spearman, C., 1904. The Proof and Measurement of Association between Two Things. *Am. J. Psychol.* 15, 72–101.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B., 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Nio. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>

Tallaksen, L., Lanen, H.A.J. van, 2004. Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater, *Developments in Water Science* : 48. Elsevier.

Tapley, T.D., Waylen, P.R., 1990. Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrol. Sci.* 35, 429–446.

Thiessen, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.* 39, 1082. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1911\)39<1082a:DNGB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1911)39<1082a:DNGB>2.0.CO;2)

Thornthwaite, C.W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geogr. Rev.* 38, 55. <https://doi.org/10.2307/210739>

Tsakiris, G., Pangalou, D., Vangelis, H., 2007. Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour. Manag.* 21, 821–833. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9105-4>

Tsakiris, G., Vangelis, H., 2005. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *Eur. Water* 9, 3–11.

Tucker, C.J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sens. Environ.* 8, 127–150. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(79\)90013-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(79)90013-0)

Vicente-Serrano, S.M., 2006. Differences in spatial patterns of drought on different time scales: An analysis of the Iberian Peninsula. *Water Resour. Manag.* 20, 37–60. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-2974-8>

Vicente-Serrano, S.M., Aguilar, E., Martínez, R., Martín-Hernández, N., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., El Kenawy, A., Tomás-Burguera, M., Moran-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Beguería, S., Nieto, J.J., Drumond, A., Gimeno, L., Nieto, R., 2016. The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador. *Clim. Dyn.* 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3082-y>

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Camarero, J.J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Revuelto, J., Moran-Tejeda, E., Sanchez-Lorenzo, A., 2012. Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications. *Earth Interact.* 16. <https://doi.org/10.1175/2012EI000434.1>

Vicente-Serrano, S.M., Chura, O., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Aguilar, E., Moran-Tejeda, E., Trujillo, F., Martínez, R., Nieto, J.J., 2015. Spatio-temporal variability of droughts in Bolivia: 1955-2012. *Int. J. Climatol.* 35, 3024–3040. <https://doi.org/10.1002/joc.4190>

Vicente-Serrano, S.M., González-Hidalgo, J.C., De Luís, M., Reventós, J., 2004. Drought pattern in the Mediterranean area: the Valencia region (eastern Spain) 26, 5–15.

Vicente-Serrano, S.M., Lopez-Moreno, J.-I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Sanchez-Lorenzo, A., García-Ruiz, J.M., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., Revuelto, J., Trigo, R., Coelho, F., Espejo, F., 2014. Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. *Environ. Res. Lett.* 9, 044001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/4/044001>

Vogt, J., Somma, F., 2000. *Drought and Drought Mitigation in Europe*, 1st editio. ed, Mycological Research. Springer, Ispra, Italy.

Wang, C., Deser, C., Yu, J.Y., DiNezio, P., Clement, a, 2012. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review.

Ward, J.H., 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J. Am. Stat. Assoc.* 58, 236–244. <https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845>

Wells, N., Goddard, S., Hayes, M.J., 2004. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Clim.* 17, 2335–2351. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2)

Wilhite, D.A., 1992. *Preparing for Drought: A Guidebook for Developing Countries.* United Nations Environment Program, Nairobi, Kenya.

Wilhite, D.A., Glantz, M.H., 1985. Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water Int.* 10, 111–120. <https://doi.org/10.1080/02508068508686328>

WMO, 2009. Experts agree on a universal drought index to cope with climate risks.

Wu, H., Hayes, M.J., Weiss, A., Hu, Q., 2001. An evolution of the standardized precipitation index, the China-Z index and the statistical Z-score. *Int. J. Climatol.* 21, 745–758. <https://doi.org/10.1002/joc.658>

Xu, K., Yang, D., Yang, H., Li, Z., Qin, Y., Shen, Y., 2014. Spatio-temporal variation of drought in China during 1961–2012: A climatic perspective. *J. Hydrol.* 526, 253–264. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.047>

Yevjevich, V., 1967. An objective approach to definitions and investigations of continental Hydrologic Droughts. *Hydrol. Pap.* 146, 1967.

Yoo, J., Kwon, H.-H., Kim, T.-W., Ahn, J.-H., 2012. Drought frequency analysis using cluster analysis and bivariate probability distribution. *J. Hydrol.* 420–421, 102–111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.046>

Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., Khan, F.I., 2011. A review of drought indices. *Environ. Rev.* 19, 333–349. <https://doi.org/10.1139/a11-013>

Zuluaga-López, J., 2009. *Análisis de la Variabilidad espacio-temporal de la sequía en Colombia.* Universidad Nacional de Colombia.

## VIII. ANEXOS

### Anexo1 Lista de las estaciones pertenecientes a la red del SENAMHI, utilizadas en la presente investigación.

CODIGO	NOMBRE	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	VERTIENTE
100001	ABANCAY	72° 52'14	13° 36'30	2 750	AMAZONAS
100021	CAPACHICA	69° 50'49	15° 36'35	3 850	TITICACA
100034	CONTAMA	75° 00'22	07° 21'9	185	AMAZONAS
100044	GRANJA KCAYRA	71° 52'31	13° 33'25	3 219	AMAZONAS
100051	HUALGAYOC	78° 37'1	06° 46'1	3 510	AMAZONAS
100059	ICHUÑA	70° 33'33	16° 07'6	3 910	PACIFICO
100092	NIEPOS	79° 07'6	06° 55'54	2 420	PACIFICO
100101	PISAC	71° 50'59	13° 24'58	2 950	AMAZONAS
100110	PUNO	70° 01'1	15° 49'49	3 840	TITICACA
100113	QUEBRADA SHUGAR	78° 27'27	06° 41'41	3 260	AMAZONAS
100119	RUNATULLO	75° 03'3	11° 35'35	3 690	AMAZONAS
100126	SAN PEDRO	80° 02'2	05° 05'5	320	PACIFICO
100128	SAN RAMON	76° 05'5	05° 56'56	120	AMAZONAS
100132	SHANUSI	76° 15'14	06° 04'4	160	AMAZONAS
100142	UBINAS	70° 51'24	16° 22'57	3 370	PACIFICO
103009	MANITI	72° 52'1	03° 32'1	125	AMAZONAS
103016	EL TIGRE	80° 27'1	03° 46'1	40	PACIFICO
103031	CABALLOCOCHA	70° 30'44	03° 54'42	107	AMAZONAS
103036	RICA PLAYA	80° 27'27	03° 48'48	98	PACIFICO
103038	PUERTO PIZARRO	80° 27'26	03° 30'30	1	PACIFICO
103040	PAPAYAL	80° 14'14	03° 34'34	50	PACIFICO
103041	EL SALTO	80° 19'19	03° 26'26	3	PACIFICO
103049	TAMSHIYACU	73° 09'39	04° 00'12	141	AMAZONAS
104014	PANGA	80° 53'53	04° 33'33	440	PACIFICO
104016	LANCONES	80° 29'29	04° 34'34	135	PACIFICO
104019	SAPILLICA	79° 59'59	04° 47'47	1 540	PACIFICO
104058	AYABACA	79° 43'43	04° 38'38	2 740	PACIFICO
104059	SAUSAL DE CULUCAN	79° 46'46	04° 45'45	1 050	PACIFICO
104065	SANTA RITA DE CASTILLA	74° 22'1	04° 36'1	100	AMAZONAS
105013	VIRREY	79° 58'58	05° 34'33	275	PACIFICO
105014	SANTO DOMINGO	79° 53'1	05° 02'1	1 475	PACIFICO
105015	HACIENDA BIGOTE	79° 47'47	05° 20'20	480	PACIFICO
105022	SONDORILLO	79° 24'24	05° 20'20	2 025	AMAZONAS
105023	TULUCE	79° 22'22	05° 29'29	1 730	AMAZONAS
105024	HACIENDA SHUMAYA	79° 21'21	05° 22'22	2 220	AMAZONAS
105026	SAN FELIPE	79° 19'1	05° 46'1	1 855	AMAZONAS

105029	COLASAY	79° 04'1	05° 58'1	1 950	AMAZONAS
105041	CHINGANZA	78° 26'1	05° 25'1	600	AMAZONAS
105043	TAMBOLIC	78° 10'1	05° 58'1	1 010	AMAZONAS
105055	HUANCABAMBA	79° 33'1	05° 15'1	1 950	AMAZONAS
105056	TABACOS	79° 17'17	05° 19'19	1 790	AMAZONAS
105057	EL LIMON	79° 19'19	05° 55'55	1 080	AMAZONAS
105064	HUARMACA	79° 31'31	05° 34'34	2 240	AMAZONAS
105065	CHONTALI	79° 05'5	05° 38'37	1 627	AMAZONAS
105067	JAEN	78° 46'46	05° 40'39	640	AMAZONAS
105068	BAGUA CHICA	78° 32'32	05° 39'38	410	AMAZONAS
105106	MORROPON	79° 59'1	05° 11'1	140	PACIFICO
106017	SAUCE	76° 12'12	06° 41'40	580	AMAZONAS
106019	LLAPA	78° 49'49	06° 59'59	3 030	PACIFICO
106025	MOYOBAMBA	76° 56'1	06° 03'1	860	AMAZONAS
106026	TARAPOTO	76° 22'17.42	06° 30'46.59	255	AMAZONAS
106032	SAPOSOA	76° 46'46	06° 54'54	320	AMAZONAS
106037	INCAHUASI	79° 20'20	06° 14'14	2 740	PACIFICO
106040	EL PORVENIR	76° 19'19	06° 35'35	230	AMAZONAS
106052	EL ESPIL	79° 12'59	06° 49'32	409	PACIFICO
106053	LLAMA	79° 07'7	06° 30'29	2 080	PACIFICO
106054	HUAMBOS	78° 57'56	06° 27'27	2 250	AMAZONAS
106056	SANTA CRUZ	78° 56'55	06° 37'36	2 060	PACIFICO
106057	CUTERVO	78° 48'47	06° 22'21	2 600	AMAZONAS
106058	COCHABAMBA	78° 53'53	06° 27'26	1 650	AMAZONAS
106060	CUEVA BLANCA	79° 24'24	06° 07'6	3 300	AMAZONAS
106061	TOCMOCHE	79° 21'21	06° 24'24	1 380	PACIFICO
106065	HACIENDA PUCARA	79° 08'8	06° 02'1	980	AMAZONAS
106068	UDIMA	79° 05'4	06° 48'47	2 454	PACIFICO
106071	PUCHACA	79° 28'1	06° 21'1	500	PACIFICO
106077	CHUGUR	78° 44'44	06° 40'40	2 744	PACIFICO
106094	CUÑUMBUQUE	76° 30'30	06° 30'30	280	AMAZONAS
106095	PICOTA	76° 20'20	06° 56'56	200	AMAZONAS
106096	SAN ANTONIO	76° 25'25	06° 25'25	430	AMAZONAS
106098	PILLUA	76° 16'15	06° 46'45	195	AMAZONAS
106110	PUCALLPA - HUIMBAYOC	75° 50'49	06° 27'27	120	AMAZONAS
107002	GRANJA PORCON	78° 37'36	07° 02'2	3 180	PACIFICO
107005	SAN JUAN	78° 29'28	07° 17'17	2 460	PACIFICO
107006	SAN MARCOS	78° 10'10	07° 19'19	2 290	AMAZONAS
107008	CAJABAMBA	78° 03'2	07° 37'37	2 550	AMAZONAS
107009	HUAMACHUCO	78° 03'3	07° 49'49	3 150	AMAZONAS
107012	BELLAVISTA	76° 33'33	07° 03'3	247	AMAZONAS
107017	MAGDALENA	78° 39'38	07° 15'15	1 260	PACIFICO
107018	ASUNCION	78° 30'29	07° 18'17	2 170	PACIFICO
107028	AUGUSTO WEBERBAUER	78° 29'29	07° 09'8	2 660	AMAZONAS
107037	NAMORA	78° 20'20	07° 12'12	2 760	AMAZONAS

107052	CONTUMAZA	78° 49'49	07° 21'21	2 520	PACIFICO
107054	CALLANCAS	78° 29'29	07° 46'46	1 490	PACIFICO
107055	LIVES	79° 02'2	07° 05'5	1 850	PACIFICO
107057	SAN BENITO	78° 55'54	07° 24'24	1 620	PACIFICO
107058	CHILETE	78° 50'50	07° 13'13	850	PACIFICO
107059	SINSICAP	78° 45'45	07° 51'51	2 180	PACIFICO
107068	CACHACHI	78° 16'16	07° 27'27	3 200	AMAZONAS
107087	SACANCHE	76° 44'1	07° 06'1	270	AMAZONAS
107092	HUANGACOCHA	78° 04'6	07° 56'14	3 780	AMAZONAS
108001	SALPO	78° 37'37	08° 00'0	3 250	PACIFICO
108043	JULCAN	78° 29'28	08° 03'3	3 460	PACIFICO
108044	QUIRUVILCA	78° 19'19	08° 00'0	3 980	PACIFICO
108045	CACHICADAN	78° 09'9	08° 06'6	2 890	PACIFICO
108046	MOLLEPATA	77° 57'57	08° 11'10	2 580	PACIFICO
108047	SIHUAS	77° 39'1	08° 34'1	2 716	AMAZONAS
109017	RECUAY	77° 27'14.5	09° 43'46.1	3 394	PACIFICO
109028	TULUMAYO	75° 54'1	09° 06'1	640	AMAZONAS
109036	TINGO MARIA	76° 00'18.4	09° 17'23.96	660	AMAZONAS
109045	CHACCHAN	77° 46'32.1	09° 32'7.7	2 285	PACIFICO
109046	CAJAMARQUILLA	77° 44'28.9	09° 37'59.74	3 028	PACIFICO
109048	PIRA	77° 42'26.1	09° 34'60.7	3 570	PACIFICO
109049	COTAPARACO	77° 35'1	09° 59'1	3 008	PACIFICO
110018	CHIQUIAN	77° 09'1	10° 09'1	3 350	PACIFICO
110019	CAJATAMBO	76° 59'1	10° 28'1	3 350	PACIFICO
110020	OYON	76° 46'1	10° 40'1	3 641	PACIFICO
110021	PICOY	76° 44'1	10° 55'1	2 990	PACIFICO
110025	SAN RAFAEL	76° 10'10	10° 19'18	2 800	AMAZONAS
110041	GORGOR	77° 02'1	10° 34'1	3 070	PACIFICO
110051	OCROS	77° 24'1	10° 24'1	3 230	PACIFICO
110056	PACCHO	76° 56'1	10° 57'1	3 250	PACIFICO
110057	ANDAJES	76° 54'1	10° 47'1	3 950	PACIFICO
110063	PARQUIN	76° 43'1	10° 58'1	3 590	PACIFICO
111005	JAUJA	75° 28'27	11° 46'45	3 370	AMAZONAS
111026	CANTA	76° 37'1	11° 28'1	2 832	PACIFICO
111027	MATUCANA	76° 22'41.8	11° 50'21.8	2 479	PACIFICO
111028	MARCAPOMACocha	76° 19'31.1	11° 24'17	4 479	AMAZONAS
111031	COMAS	75° 07'6	11° 44'43	3 640	AMAZONAS
111049	OROYA FUNDICION	75° 54'1	11° 31'1	3 750	AMAZONAS
111057	ARAHUAY	76° 42'1	11° 37'1	2 800	PACIFICO
111067	PARIACANCHA	76° 30'1	11° 23'1	3 800	PACIFICO
111070	CARHUACAYAN	76° 17'1	11° 12'1	4 150	AMAZONAS
111076	YANTAC	76° 24'1	11° 20'1	4 600	AMAZONAS
111081	SANTA CRUZ	76° 38'1	11° 12'1	3 700	PACIFICO
111083	PALLAC	76° 48'1	11° 21'1	2 333	PACIFICO

111085	HUAMANTANGA	76° 45'1	11° 30'1	3 392	PACIFICO
111087	PIRCA	76° 39'1	11° 14'1	3 255	PACIFICO
111088	LACHAQUI	76° 37'1	11° 33'1	3 668	PACIFICO
111089	HUAROS	76° 34'1	11° 24'1	3 585	PACIFICO
111091	CARAMPOMA	76° 30'56	11° 39'19.1	3 489	PACIFICO
111092	SANTIAGO DE TUNA	76° 31'1	11° 59'1	2 921	PACIFICO
111095	RICRAN	75° 31'31	11° 32'32	3 820	AMAZONAS
112036	QUILLABAMBA	72° 41'31	12° 51'22	990	AMAZONAS
112055	HUAROCHIRI	76° 14'1	12° 08'1	3 154	PACIFICO
112056	HUAYAO	75° 20'20	12° 02'1	3 360	AMAZONAS
112057	YAUYOS	75° 54'38.2	12° 29'31.4	2 327	PACIFICO
112059	LAIVE	75° 21'19	12° 15'8	3 860	AMAZONAS
112060	PILCHACA	75° 05'5	12° 24'23	3 880	AMAZONAS
112065	LIRCAY	74° 43'43	12° 58'57	3 300	AMAZONAS
112067	ACOBAMBA	74° 33'32	12° 51'51	3 236	AMAZONAS
112080	HUANCATA	76° 13'1	12° 13'1	2 700	PACIFICO
112124	ANTIOQUIA	76° 30'1	12° 05'1	1 839	PACIFICO
112126	SAN LAZARO DE ESCOMARCA	76° 21'1	12° 11'1	3 600	PACIFICO
112128	AYAVIRI	76° 08'1	12° 23'1	3 228	PACIFICO
112133	CARANIA	75° 52'20.7	12° 20'40.8	3 875	PACIFICO
112134	HUANGASCAR	75° 50'2.2	12° 53'55.8	2 533	PACIFICO
112135	VILCA	75° 49'34.9	12° 06'53.8	3 864	PACIFICO
112137	SAN JUAN DE JARPA	75° 25'1	12° 02'1	3 726	AMAZONAS
112142	HUANCALPI	75° 14'14	12° 32'32	3 450	AMAZONAS
113016	TUNEL CERO	75° 05'5	13° 15'15	4 475	AMAZONAS
113021	LA QUINUA	74° 08'7	13° 02'2	3 240	AMAZONAS
113022	HUANCAPI	74° 04'4	13° 45'45	3 120	AMAZONAS
113029	CURAHUASI	72° 44'6	13° 33'9	2 763	AMAZONAS
113034	URUBAMBA	72° 07'26	13° 18'38	2 863	AMAZONAS
113037	PARURO	71° 50'41	13° 46'3	3 084	AMAZONAS
113038	ACOMAYO	71° 41'1	13° 55'1	3 160	AMAZONAS
113041	CCATCCA	71° 33'37	13° 36'36	3 729	AMAZONAS
113077	SAN GABAN	70° 24'24	13° 26'26	640	AMAZONAS
113082	SAN JUAN DE CASTROVIRREYNA	75° 38'38	13° 12'12	1 940	PACIFICO
113083	SAN PEDRO DE HUACARPANA	75° 39'1	13° 03'1	3 280	PACIFICO
113086	CUSICANCHA	75° 18'18	13° 29'29	3 550	PACIFICO
113087	TAMBO	75° 16'16	13° 41'41	3 275	PACIFICO
113096	SAN PEDRO DE CACHI	74° 21'20	13° 03'2	2 990	AMAZONAS
113100	VILCASHUAMAN	73° 56'56	13° 38'37	3 650	AMAZONAS
114023	PUQUIO	74° 08'8	14° 42'42	3 219	PACIFICO
114032	YAURI	71° 25'1	14° 49'1	3 927	AMAZONAS
114033	SICUANI	71° 14'14	14° 15'13	3 574	AMAZONAS
114035	CHUQUIBAMBILLA	70° 43'42	14° 47'47	3 950	TITICACA
114038	AYAVIRI	70° 35'34	14° 52'52	3 920	TITICACA
114040	PROGRESO	70° 21'20	14° 41'41	3 965	TITICACA

114043	TAMBOPATA	69° 09'8	14° 13'12	1 340	AMAZONAS
114047	SANTA ROSA	70° 47'47	14° 37'37	3 940	TITICACA
114049	LIMBANI	69° 41'41	14° 07'6	3 010	AMAZONAS
114065	CORDOVA	75° 10'10	14° 02'2	3 170	PACIFICO
114067	LLAUTA	74° 55'55	14° 14'14	2 740	PACIFICO
114072	LUCANAS	74° 14'14	14° 37'37	3 340	PACIFICO
114086	CHINCHAYLLAPA	72° 44'1	14° 55'1	4 100	PACIFICO
114093	PUTINA	69° 52'4.9	14° 54'53.6	3 878	TITICACA
114099	AZANGARO	70° 11'1	14° 55'1	3 404	TITICACA
115015	CORACORA	73° 47'1	15° 01'1	3 172	PACIFICO
115017	PAUZA	73° 21'21	15° 17'17	2 560	PACIFICO
115019	COTAHUASI	72° 53'28	15° 22'29	2 683	PACIFICO
115020	CHUQUIBAMBA	72° 38'55	15° 50'17	2 879	PACIFICO
115021	PAMPACOLCA	72° 34'3	15° 42'51	2 950	PACIFICO
115023	LA ANGOSTURA	71° 38'58	15° 10'47	4 150	AMAZONAS
115024	SIBAYO	71° 27'11	15° 29'8	3 810	PACIFICO
115025	CHIVAY	71° 35'49	15° 38'17	3 633	PACIFICO
115027	PAMPAHUTA	70° 40'39	15° 29'29	4 320	TITICACA
115028	LAGUNILLAS	70° 39'38	15° 46'46	4 250	TITICACA
115029	IMATA	71° 05'16	15° 50'12	4 519	PACIFICO
115033	CABANILLAS	70° 20'19	15° 38'38	3 890	TITICACA
115035	ARAPA	70° 07'7	15° 08'8	3 920	TITICACA
115037	HUANCANE	69° 45'45	15° 12'12	3 880	TITICACA
115038	HUARAYA MOHO	69° 29'29	15° 23'23	3 890	TITICACA
115041	CABANACONDE	71° 58'7	15° 37'7	3 379	PACIFICO
115043	SALAMANCA	72° 50'1	15° 30'1	3 203	PACIFICO
115051	MAÑAZO	70° 20'20	15° 48'48	3 920	TITICACA
115078	CHICHAS	72° 54'60	15° 32'41	2 120	PACIFICO
115084	PULLHUAY (AYAHUASI)	72° 46'1	15° 09'1	3 455	PACIFICO
115085	ANDAHUA	72° 20'57	15° 29'37	3 587	PACIFICO
115086	ORCOPAMPA	72° 20'20	15° 15'39	3 779	PACIFICO
115087	CHACHAS	72° 16'2	15° 29'56	3 130	PACIFICO
115088	AYO	72° 16'13	15° 40'45	1 956	PACIFICO
115089	CHOCO	72° 07'1	15° 34'1	2 473	PACIFICO
115090	HUAMBO	72° 06'1	15° 44'1	3 332	PACIFICO
115092	MADRIGAL	71° 48'42	15° 36'60	3 262	PACIFICO
115098	TISCO	71° 27'1	15° 21'1	4 175	PACIFICO
115100	SUMBAY	71° 22'1	15° 59'1	4 172	PACIFICO
115107	CRUCERO ALTO	70° 55'1	15° 46'1	4 470	PACIFICO
115113	PUCARA	70° 20'1	15° 02'1	3 910	TITICACA
115116	TARACO	69° 58'1	15° 18'1	3 820	TITICACA
115126	PILLONES	71° 12'49	15° 58'44	4 455	PACIFICO
115129	MACHAHUAY	72° 30'8	15° 38'43	3 150	PACIFICO
116020	CHIGUATA	71° 24'1	16° 24'1	2 900	PACIFICO
116022	EL FRAYLE	71° 11'14	16° 05'5	4 060	PACIFICO
116043	PAMPA DE ARRIEROS	71° 35'21	16° 03'48	3 715	PACIFICO

116046	LAS SALINAS	71° 08'54	16° 19'5	4 378	PACIFICO
116051	CALACOA	70° 40'39	16° 44'44	3 260	PACIFICO
116052	PAMPA UMALZO (TITIJONES)	70° 25'24.8	16° 52'30	4 609	PACIFICO
116060	DESAGUADERO	69° 02'2	16° 34'34	3 860	TITICACA
116061	JULI	69° 27'26	16° 12'12	3 825	TITICACA
117013	CHUAPALCA	69° 38'37	17° 18'18	4 220	TITICACA
117019	CANDARAVE	70° 15'14	17° 16'16	3 750	PACIFICO
117020	TARATA	70° 02'2	17° 28'27	3 050	PACIFICO
117030	CAIRANI	70° 20'20	17° 17'17	3 920	PACIFICO
117033	SUSAPAYA	70° 07'6	17° 21'21	3 420	PACIFICO
117034	SITAJARA	70° 08'8	17° 22'21	3 020	PACIFICO
117039	TALABAYA	69° 59'59	17° 33'33	3 420	PACIFICO
117041	CAPAZO	69° 44'44	17° 11'11	4 530	TITICACA
117043	PAUCARANI	69° 46'46	17° 31'30	4 597	TITICACA
117048	CHALLAPALCA	69° 48'47	17° 14'14	4 280	TITICACA

**Anexo 2 Serie de tiempo de precipitación mensual (en color azul) con la correspondiente imputación de datos (color rojo).**

